



UNIVERSITAT DE BARCELONA



FACULTAT DE GEOLOGIA
Departament de Geoquímica, Petrologia
i Prospecció Geològica.

**PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA EN ZONAS URBANAS:
APLICACIÓN AL ESTUDIO DEL SUBSUELO
DE LA CIUDAD DE BARCELONA**



RICARDO LÁZARO SALINAS

JUNIO 2001

Memoria presentada en el Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Este estudio se enmarca dentro del programa de doctorado **Geología económica y ambiental** efectuado el bienio 1995-1997.

Barcelona, Junio de 2001

Ricardo Lázaro Salinas

Victor Pinto Miguel
Director

A mis padres y hermana

*¿Dónde está la tierra del fondo de estos ríos, y dónde el limo que
arrastraron desde el pie de las montañas a la cumbre? ¿Qué mar
cegaron y qué sima rellenaron? Y ya de ahí, ¿cuántas tierras
emergieron y cuántos manantiales brotaron?
(Libro de la cuadratura del círculo. Abu 'Utman 'Amr b. Bahr Al-Yáhiz,
s. IX)*

*-¡ Mi carrera, mi vida, pendientes de una puñetera aguja!....
(Mason y Dixon, Thomas Pynchon, 1997)*

AGRADECIMIENTOS

AGRADECIMIENTOS

Todo trabajo de investigación no es fruto únicamente de la labor de su autor, sino de la ayuda de otras personas que, con su experiencia, aportan conocimientos de utilidad para su buen desarrollo. Deseo, por ello, agradecer la ayuda de las siguientes personas e instituciones que de una manera u otra han apoyado la realización de esta Tesis:

Al Dr. Víctor Pinto por haber aceptado dirigir la Tesis, y por el interés puesto en su seguimiento y corrección., así como por la amistad de tantos años.

Al Dr. Albert Casas, por sus consejos y comentarios sobre gravimetría, así como por su apoyo en el grupo de Prospección Geofísica.

A los Drs. Antonio Valenciano y José María Carmona, por sus explicaciones sobre el paleozoico de los *Serrats de la Rovira*.

Dr. Carles de las Cuevas, por introducirme en los principios de la Geoestadística, mostrando la utilidad que también tiene en geofísica.

Al Dr. Manuel Viladevall, por su mirada crítica y consejos al capítulo de Geoestadística.

A los Drs. Jaume Calvet, Pere Santanach y Ferran Colombo, por sus comentarios al análisis del mapa de gradiente y la discusión sobre los modelos posibles de las estructuras observadas.

Al Institut Cartogràfic de Catalunya, especialmente al Dr. Antoni Roca, por proporcionar la Matriz Digital del Terreno que ha servido para las correcciones topográficas y el análisis del terreno.

A Antoni Batlle y Pere Mascareñas, de Batlle y Mascareñas Geoprojectes, por haber proporcionado información sobre sondeos y catas propiedad de su empresa.

A Albert Ventayol, de Bosch i Ventayol Geoserveis, por facilitar su mapa geotécnico de Barcelona, escala 1:25000, antes de ser publicado.

Al Ayuntamiento de Barcelona, por conceder el proyecto 'Avaluació del Risc Sísmic a la Ciutat de Barcelona', y por proporcionar la cartografía urbana de la ciudad. En su nombre, a Carlos Amieiro y Javier Cid, por proporcionar datos de los sondeos disponibles.

A David Parcerisas, por haber proporcionado información de última mano sobre el mioceno de Montjuïc.

A Miquel Vilà, por sus consejos sobre la utilización de programas técnicos para la generación del MDT mediante mapas escaneados y vectorizados.

A Pedro Sanz, por su ayuda en el mantenimiento y resolución de problemas de los equipos de geofísica.

A Joan y Jordi, secretarios del Departamento, por su ayuda y eficiencia con el papeleo oficial, soportando con buen humor las peticiones por difíciles que sean.

A Ángeles Sandoval e Isabel Magdaleno, bibliotecarias de la Facultad de Geología, por la ayuda prestada en la localización de bibliografía no fichada.

A Joan Ros y Teodor Moyano, por sus consejos sobre el uso de los programas cartográficos, y su ayuda en la edición de los mapas.

A los compañeros del Departamento, por su amistad y apoyo: María, Lluís, Mahjoub, Carlos, Luis, Kinardo, Judit, Mohamed, José Antonio; a aquellos

que nos acompañaron tiempo atrás y que han seguido otros pasos, Montse, Pep, David, y a los recién acogidos: Julián y José Luis.

A los antiguos compañeros de comida, por sus intensas charlas, debates y buen humor: la gente del LIFS, Carles, Lourdes y Josep Maria, así como los compañeros de la Unitat d'Análisi Geoquímica: Laia, Eva, Jaume, Maite, Pilar y Rosa María.

A mis padres, hermana y cuñado, que me han apoyado con fuerza durante estos años, incluso en momentos de dificultad en los que se ha hecho difícil acabar tan arduo trabajo. Y a mi sobrino Carlos, que con tres añitos es un regalo que me ha animado la vida.

ÍNDICE

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	7
3. ANTECEDENTES	11
3.1. Utilidad de la gravimetría en la Geología Urbana	11
3.2. Métodos de inversión	16
4. MARCO GEOLÓGICO	23
4.1. Introducción	23
4.2. Antecedentes	25
4.3. Encuadre geológico de la ciudad de Barcelona	32
4.3.1. Descripción regional	32
4.3.2. Geología del continente	37
4.3.3. Margen continental sumergido (Offshore)	50
4.4. Marco estructural	54
4.5. Síntesis cartográfica de la geología de Barcelona	61
5. ANÁLISIS DE GRADIENTES DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO	71
5.1. Introducción.	71
5.2. Resultados	77
6. PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA	85
6.1. Introducción	85
6.2. Fundamentos	85

6.2.1.	Principio de superposición y ecuación de Poisson	88
6.2.2.	Unidades	90
6.2.3.	Aparatos de medición de la gravedad: Gravímetros	90
6.3.	Ambigüedades y limitaciones	96
6.4.	Anomalías gravitatorias y correcciones	98
6.4.1.	Medición de la gravedad	101
6.4.2.	Elipsoide de rotación. Elipsoide de referencia. Geoide	102
6.4.3.	Corrección de latitud	104
6.4.4.	Anomalía de aire libre (<i>Free air</i>)	105
6.4.5.	Corrección de Bouguer	106
6.4.6.	Curvatura de la Tierra	107
6.4.7.	Corrección topográfica	110
6.4.8.	Corrección de deriva y marea	120
6.4.9.	Efecto de la isostasia	121
6.4.10.	Efectos antrópicos	123
6.4.11.	Efectos instrumentales y externos diversos	125
7.	MAPA GRAVIMÉTRICO DE LA CIUDAD DE BARCELONA	129
7.1.	Antecedentes	129
7.2.	Introducción	131
7.2.1.	Determinación de la altura de las estaciones	133
7.2.2.	Densidad de las litologías	135
7.3.	Correcciones topográficas y antrópicas	137
7.3.1.	Corrección topográfica próxima	142
7.3.2.	Corrección topográfica cercana	147
7.3.3.	Corrección topográfica media	149
7.3.4.	Efecto antrópico	150
7.4.	Anomalía de Bouguer. Anomalía regional. Anomalía residual	155
7.4.1.	Variabilidad de las medidas: estudio geoestadístico	155

7.5. Mapa de Anomalía de Bouguer	156
7.6. Mapa de Anomalía Residual de la ciudad de Barcelona	161
7.7. Método de modelización 3D utilizado	164
8. MODELOS GRAVIMÉTRICOS DE LA CIUDAD DE BARCELONA	169
8.1. Introducción	169
8.2. Resultados	170
8.3. Discusión	184
8.4. Análisis comparativo del mapa de gradiente de la anomalía residual y de los modelos obtenidos	185
9. CONCLUSIONES GENERALES	191
9.1. Metodológicas	191
9.2. Resultados de la prospección gravimétrica en la ciudad de Barcelona	192
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	195
ANEXO 1. PRINCIPIOS DE GEOESTADÍSTICA	217
Autocorrelación espacial. Semivariograma. Anisotropía espacial	220
Modelos compuestos y anisotropía	232
KRIGING	234
Krigado Puntual Simple.	235
Krigado Puntual Universal	237
ANEXO 2. INFORMACIÓN EN INTERNET SOBRE GEOLOGÍA URBANA Y GEOESTADÍSTICA	243

ANEXO 3. PROGRAMA CTOP.BAS, SECCION.BAS Y TUNEL.BAS	247
ANEXO 4. MAPA GEOLÓGICO DE SÍNTESIS DE LA CIUDAD DE BARCELONA (E. 1:25000)	265
ANEXO 5. MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE LA CIUDAD DE BARCELONA	269
ANEXO 6. MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE LA CIUDAD DE BARCELONA	273
ANEXO 7. MAPA DE INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL BASAMENTO DE LA CIUDAD DE BARCELONA	277

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

La prospección gravimétrica es una técnica geofísica ampliamente utilizada como complemento a múltiples estudios geológicos, desde escalas regionales (para la determinación de la estructura de cordilleras, límite de la corteza, geometría de grandes unidades estructurales) hasta unos pocos metros, en estudios microgravimétricos. De entre todos los objetivos posibles, solo recientemente se ha empezado a aplicar en zonas urbanas, con el fin de reconocer la estructura del sustrato (en estudios geotécnicos o para la microzonación sísmica), y localizar cavidades que sean susceptibles de colapsos.

En este ámbito, el Ayuntamiento de Barcelona promovió en 1997 un proyecto de Evaluación del Riesgo Sísmico de la ciudad de Barcelona. El objetivo fundamental era obtener una visión detallada de todos los factores geológicos, urbanísticos, constructivos y sociales que pudieran intervenir en caso de un hipotético terremoto, y poder prever las actuaciones preventivas necesarias. Este estudio se llevó a cabo teniendo en consideración la leve sismicidad que afecta en ocasiones a la ciudad, y calculando el periodo de retorno para sismos de distinta magnitud.

En el marco de este proyecto, el Ayuntamiento propuso la participación de la Universidad de Barcelona para realizar un mapa de profundidad del basamento mediante técnicas geofísicas, dada la ausencia de sondeos profundos que pudieran haberlo alcanzado, y por el desconocimiento general de su estructura.

La ciudad de Barcelona se asienta sobre unos sedimentos plio-cuaternarios que forman una cuenca de pequeñas dimensiones, cuyo sustrato lo forman tanto materiales de edad paleozoica compuesto por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, como sedimentos de edad miocena.

Esta estructura geológica llevó a considerar la determinación de la profundidad y estructura del basamento, teniendo en cuenta que en un movimiento sísmico, las cuencas sedimentarias actúan como amplificadoras de la magnitud, alargando la duración de la sacudida (Abbott y Louise, 2000). Este parámetro, por tanto, es fundamental para el cálculo de la amplificación de la onda sísmica.

Se eligió la gravimetría como método de prospección debido a que en zonas urbanas, el elevado número de objetos que provocan interferencias (objetos metálicos, emisores de ondas electromagnéticas, líneas eléctricas aéreas, líneas subterráneas de servicios, túneles, tráfico de vehículos) hace imposible o sumamente dificultoso el uso de otros métodos, tales como los métodos eléctricos y/o electromagnéticos. El método sísmico tampoco ha sido posible utilizarlo, por las molestias que causa en la población y el posible daño en estructuras enterradas que puede provocar el uso de fuentes de energía (explosivos, Vibroseis, sistemas de impacto...) que permitan alcanzar la profundidad de investigación requerida.

Los resultados del estudio conjunto se plasmaron en el informe 030299, 'Avaluació del Risc Sísmic a la Ciutat de Barcelona', en colaboración con el Institut Cartogràfic de Catalunya, la Universitat Politècnica de Catalunya, el Institut de Tecnologia de la Construcció de Catalunya, el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, la Direcció General d'Emergències i Seguretat Civil de la Generalitat de Catalunya, la Delegació de Govern a Catalunya del Ministerio del Interior, y finalmente, como patrocinador del proyecto, el Sector d'Actuació de la Via Pública, de la Direcció de Serveis de Protecció Civil del Ayuntamiento de Barcelona. Resúmenes de los resultados se han publicado en Goula et al (1998), Susagna et al. (1998), Cid et al. (1998) y Amieiro y Cid (1999)

E. Roca y A. Casas publicaron en 1981 unos resultados preliminares del mapa gravimétrico de Barcelona, realizado con una densidad de 1 est./km. En este proyecto, el autor intervino en la ampliación del número de

estaciones gravimétricas existentes en la ciudad, hasta alcanzar una distancia entre estaciones de 200 a 400 m, y en realizar una modelización mediante métodos de inversión matemáticos. Los mapas obtenidos se publicaron en Casas et al. (1996), Lázaro et al. (1998) y Lázaro et al. (1998b).

Partiendo de este estudio, se decidió llevar a cabo un análisis más detallado, que es el objetivo de esta Tesis, teniendo en cuenta todos los factores que intervienen en la toma de datos, procesado e interpretación de los datos gravimétricos, con el fin de minimizar la acumulación de errores en todo el proceso, y obtener mediante inversión un modelo tridimensional del basamento coherente desde el punto de vista geológico.

La gravimetría es un método de campo potencial, y como tal, sufre de una ambigüedad inherente al modelizar el cuerpo que genera una anomalía determinada. Para disminuir esta ambigüedad, se requiere enlazar la información obtenida con la de otras fuentes, tales como la comparación con otros métodos geofísicos, o datos de geología superficial o sondeos. En el caso de la ciudad de Barcelona, no existen prácticamente sondeos que alcancen profundidades mayores de 40 m (a excepción de cinco que bajaron más de 100 m, alcanzando dos de ellos el techo del mioceno), por lo que no se tiene hasta la actualidad conocimiento de la disposición del basamento. Se han intentado anteriormente algunas interpretaciones indirectas, pero sin basarse en datos objetivos.

Por ello, se hizo necesario llegar a establecer un modelo del basamento basándonos en la gravimetría como único método geofísico. Este trabajo muestra el procedimiento seguido con el fin de obtener el modelo más ajustado posible, teniendo en cuenta la limitación y ambigüedad de todo método de campo potencial.

Este proyecto se enmarca dentro de la Geología Urbana, área de la Geología que cada vez tiene mayor interés por la necesidad que tienen los municipios de conocer las características del subsuelo, con fines geotécnicos,

hidrogeológicos, y de evaluación de riesgos naturales y ambientales. Funicello (1995) es el ejemplo más reciente y detallado de este tipo de estudios, habiendo sido realizado en la ciudad de Roma.

2. OBJETIVOS

2. OBJETIVOS

La prospección gravimétrica en zonas urbanas se utiliza fundamentalmente para dos tipos de aplicaciones: localización de cavidades naturales o antrópicas, y en la determinación de la estructura del basamento. Este segundo aspecto es el analizado en el ejemplo de aplicación del presente estudio.

Uno de los principales objetivos de este trabajo es la determinación y cuantificación de la estructura del basamento y de los sedimentos detríticos sobre los que descansa la ciudad de Barcelona y el diseño y puesta a punto de una metodología que pueda ser aplicable a cualquier otra zona urbana.

Dada la imposibilidad de contrastar los resultados de la gravimetría con otros métodos geofísicos, por las razones antes aducidas, se planteó llevar a cabo una metodología adecuada al grado de precisión requerido en zonas urbanas, que minimizara los errores que se acumulan en el proceso de toma de datos, procesado e interpretación de los valores de gravedad, y generar un mapa de isopacas del relleno con el mayor grado de verosimilitud.

La precisión de los modelos finales depende de la escala de trabajo, por lo que, a menor escala, se requiere mayor detalle y control de errores. En estudios a escala local y en microgravimetría, han de minimizarse los errores acumulados en todo el proceso de toma de datos, procesado e interpretación. Para ello, se han controlado con precisión los siguientes factores o aspectos:

- Control riguroso de la altimetría de las estaciones.
- Corrección topográfica de los valores de gravedad observada. Utilización de distintas metodologías según las zonas analizadas (cercana, media, lejana), a partir de un modelo digital del terreno (MDT) compuesto de los datos de tierra facilitados por el Institut

Cartogràfic de Catalunya (ICC), y la batimetría a partir del un mapa del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Creación de modelos digitales de detalle en zonas de fuertes cambios de pendiente: ejemplo del Turó de la Peira – Monte Carmelo.

- Efecto de las diferentes construcciones (edificios, túneles).
- Análisis geoestadístico de la distribución de las anomalías. Determinación de las componentes y direcciones de anisotropía.
- Correlación del mapa de anomalía con el mapa geológico de síntesis del área de estudio.
- Cálculo mediante procedimientos de inversión gravimétrica de un modelo 3D del basamento.
- Análisis del Modelo Digital de Terreno, para eliminar errores, y determinación de la relación entre la morfología superficial y la estructura geológica (presencia de fallas o altos estructurales del basamento no aflorantes).

Para complementar la información proporcionada por este método, se ha sintetizado la geología a partir de mapas geológicos de superficie, así como de sondeos y catas realizados en la ciudad, proporcionados por las empresas **Batlle i Mascareñas Geoprojectes** y **Bosch i Ventayol Geoserveis**. Para efectuar las oportunas correcciones topográficas, así como para disponer de un modelo realista del terreno, el **Institut Cartogràfic de Catalunya** nos ha proporcionado una matriz digital del terreno (MDT) de 45 × 45 m de intervalo de malla.

3. ANTECEDENTES

3. ANTECEDENTES

3.1. Utilidad de la gravimetría en la Geología Urbana

Los aspectos geológicos que afectan al desarrollo de una ciudad y la forma de manejar la información obtenida, ha generado una especialidad denominada Geología Urbana (en inglés, indistintamente *Urban Geology* o *Urban Geosciences*). Esta abarca numerosas disciplinas que intervienen en el estudio del sustrato geológico de una ciudad: cartografía, estratigrafía y geología estructural, hidrogeología, geotecnia y riesgos geológicos y medioambientales.

De Mulder (1990), Shenglin et al. (1990); Zuquette y Gandolfi (1990); Amanti et al. (1992); McCall et al. (1996), entre otros, han recogido todos los aspectos a analizar para este tipo de estudios. Para una correcta ordenación territorial, los responsables municipales cada vez son más conscientes de la importancia que tiene el conocimiento preciso de la geología del subsuelo. Se pueden encontrar estudios de síntesis y de detalle sobre la geología de urbana en Kalterherberg (1990), aplicado a la ciudad de Nordheim-Westfalen; Krauter et al. (1990) para Mainz-Rhine; Amanti et al. (1992) y Funicello (1995) en la ciudad de Roma y Rhode (1999) sobre Hannover. Parte de esta información, se publica en la red Internet, mostrando diversos aspectos cartográficos, geotécnicos, hidrológicos y de Riesgos Geológicos y Medioambientales (ver anexo 2).

El elevado grado de urbanización inherente a cualquier ciudad suele ocultar la mayor parte de los afloramientos rocosos, impidiendo de esta manera obtener una visión de conjunto de la estructura geológica. La Prospección Geofísica, como técnica no destructiva, puede facilitar la investigación del subsuelo en el ámbito urbano. Dentro de la Prospección Geofísica, la gravimetría es una técnica que ha tenido una fuerte implantación en estudios de carácter geológico regional, pero por diversos motivos, poca utilización en zonas urbanas.

Muchos de los trabajos antes mencionados no incluyen la gravimetría entre las técnicas de exploración. Los artículos de gravimetría aplicados a zonas urbanas son todavía escasos: Di Fonzo et al., (1986) en Roma (partiendo de trabajos de Di Filippo y Toro, 1980 y 1982 en el Lazio), Cassinis et al. (1991) en Milán, y Ranieri et al. (1998), en Cagliari. A esta escala de trabajo, se hace necesario determinar el efecto de estructuras artificiales (edificios, túneles) sobre las medidas. Este aspecto ha sido analizado por Blizkowsky, (1979); Roca y Casas (1981) y Reynolds (1997).

En las ciudades, generalmente, podemos utilizar la gravimetría para la consecución de dos tipos de objetivos:

1. Detección de cavidades.

El fuerte contraste entre la densidad del aire y del agua (1.0 g/cm^3 el agua dulce y 1.03 g/cm^3 el agua marina), con respecto a los materiales geológicos, con valores de densidad comprendidos entre 1.5 y 3.5 g/cm^3 , permite utilizar la gravimetría como método adecuado para la detección de cavidades rellenas de estos fluidos. Se han propuesto algunas técnicas para el análisis cuantitativo de la anomalía generada: Butler (1984) y Fajklewicz (1976, 1986), utilizan el gradiente vertical gravitatorio en campañas microgravimétricas (el primer autor establece la profundidad más apropiada para la detección, menor o igual a 4 a 6 veces el diámetro efectivo de la cavidad); Camacho et al. (1996), proponen la filtración del ruido instrumental y ambiental a partir del análisis de covarianza y predicción por mínimos cuadrados.

Ejemplos aplicados a la detección de cavidades naturales de disolución (zonas cársticas en carbonatos y evaporitas) los podemos encontrar en Camacho et al. (1996), donde localizaron este tipo de estructuras mediante análisis geoestadístico de las anomalías (Alcalá de Ebro, Zaragoza); Abdullah et al. (1998), en Kuwait, para determinar el grado de precisión en la

separación de cavidades interconectadas. Estos autores mostraron la necesidad de una correcta realización del mapa gravimétrico para obtener modelos coherentes con la geología.

Ejemplos publicados recientemente en la detección de construcciones artificiales para arqueología e ingeniería civil (galerías de minas, depósitos, túneles, aljibes) los podemos encontrar en García et al. (1998), que comprueban la utilidad de esta técnica para reconocer la presencia de un aljibe bajo la Cartuja de Vall de Crist (Castellón) y Plata y Roda (1998), que determinan la posición de antiguas galerías en una mina activa a cielo abierto.

En la medida de lo posible, se han de complementar estos estudios con otras técnicas geofísicas con el fin de reducir la ambigüedad propia del método: Rousset et al. (1998), lo integran con sísmica, GPR y eléctrica dipolo-dipolo para localizar cavidades cársticas en el macizo de Baget (Ariège, Francia).

El uso de la gravimetría para la determinación de la estructura y profundidad de una cuenca se basa en el contraste de densidad entre el relleno sedimentario y las rocas encajantes, por lo que su aplicación se restringe a aquellas cuencas con el suficiente contraste litológico entre zócalo y recubrimiento. En caso de cuencas con rocas densas interestratificadas (por ejemplo, rocas volcánicas asociadas a fallas dentro de las cuencas), la interpretación se verá complicada, por lo que será requisito indispensable la correlación con otros métodos geofísicos e información de geología de superficie y sondeos. Suele ocurrir en estos casos, que la interpretación de la gravimetría difiere del resto de métodos, como en el caso de la prospección en la cuenca de Campidano, Cerdeña (Balía et al., 1991) o en la de Chalco (México) (Campos-Enríquez et al., 1997) debido a que la gravimetría y los modelos eléctricos y magnetoteléuticos indican diferentes interfases.

En el caso de cuencas en las que su basamento está formado por rocas densas y una cobertera de menor densidad, el mapa gravimétrico de anomalía residual presentará anomalías evidentes de signo negativo, provocadas por los sedimentos. Puede ocurrir que en el mapa de anomalía de Bouguer tales anomalías no sean aparentes, debido a un efecto regional superpuesto, siendo habitual que en grandes cuencas expansivas haya un adelgazamiento de la corteza continental, ascendiendo rocas de la corteza inferior, de alta densidad, que enmascaran el efecto gravimétrico de la cuenca. Una adecuada separación regional – residual identificará con claridad su efecto.

Bajo esta base teórica, se han planteado numerosas campañas para reconocer cuencas sedimentarias. Los modelos utilizados han evolucionado desde:

- Perfiles bidimensionales con interfases que separan medios homogéneos, como en Hernández y Casas (1985) (con objeto de reconocer la estructura del zócalo bajo la Depresión del Vallés, Barcelona);

- Modelos de losa infinita, con modelización directa a partir de sondeos, como en Abbott y Louie (2000), en las cuencas de Carson City y Reno (Nevada, EUA);

- Modelos tridimensionales:

- En dominio de frecuencias: Abdoh et al. (1990), en la cuenca de Cheshire.
- En dominio espacial: Pinto (1993) en la cubeta alavesa (Alava); Ramos-Guerrero et al. (1994), para el estudio de la cuenca de Vilanova (Barcelona) y Rybakov et al. (2000), para la Bahía de Haifa.

En el caso de los modelos tridimensionales, se puede ir eliminando paso a paso el efecto gravitatorio de cada litología, para obtener una residual parcial, o 'residual laminada' (*Stripped residual*). Esta línea la siguen Abdoh et al. (1990) y Rybakov et al. (2000).

Otros autores que presentan ejemplos sobre cuencas: Balia et al (1991), en la cuenca de Campidano (Cerdeña), correlacionando la gravimetría con métodos magnéticos, eléctricos y magnetotelúricos; Casas et al. (1995), para la Ría de Aveiro (Portugal); Rey et al. (1999), en la cuenca de Almazán.

La evolución de las cuencas depende fuertemente de la distribución y estructura de sus fallas asociadas. La gravimetría puede permitir determinar la presencia de fallas no aflorantes, así como su disposición. Se pueden obtener datos cuantitativos sobre su buzamiento y salto a partir del análisis del gradiente lateral: Stanley (1977); Paul y Goodacre (1984); Butler (1995). Butler (1995) propone un procedimiento de inversión de gradiente gravitatorio a partir del análisis de gráficas gradiente horizontal - gradiente vertical, que permite la predicción de los contrastes de densidad a partir de modelado directo iterativo. Zeng et al. (1994), presentan un método para la localización de fallas secundarias a partir de la correlación cruzada entre la anomalía teórica provocada por un salto vertical, y la segunda derivada vertical de la anomalía de Bouguer.

En ocasiones, la evolución de las fallas provoca la presencia de afloramientos aislados en la cuenca, cuya relación con las rocas del encajante es difícil de establecer, como en el caso de la montaña de Montjuïc, en Barcelona. Así, Roselli et al. (2000) presentan el caso de los cerros St.-Triphon, en el valle del Ródano (Suiza), que constituyen un afloramiento aislado de calizas triásicas rodeado de materiales aluviales de edad cuaternaria.

El cálculo del espesor de sedimentos bajo una ciudad puede tener como objetivo principal la determinación de la amplificación de la onda sísmica en

caso de un terremoto. Existen ejemplos realizados bajo esta línea de trabajo: INGEOMINAS (1997), para la ciudad de Santa Fe (Bolivia); Abbott y Louie (2000), para las cuencas de Reno y Carson City (Nevada, EUA) y Savvaidis et al. (2000), para la cuenca Mygdonia (Grecia).

3.2. Métodos de inversión

El desarrollo de los métodos de inversión en gravimetría ha permitido calcular modelos cada vez más complejos de la geometría del sustrato y espesor de sedimentos, desde unos modelos iniciales bidimensionales compuestos por un solo polígono correspondiente al relleno sedimentario, hasta los modelos actuales en que se introducen variaciones laterales y verticales de la densidad.

Se han propuesto las siguientes clasificaciones:

1. Métodos que trabajan en los dominios espacial y de frecuencias (Blakely, 1996).

A) Dominio espacial. Podemos separar los métodos en aquellos que analizan la forma de la fuente, su profundidad, o que intentan hallar límites a las propiedades:

- Análisis de la forma de la fuente:

- Métodos iterativos, que ajustan un modelo de cuerpo de densidad constante y geometría variable (cuerpos individuales tales como esfera, cilindro, prisma, polígono, o bien juego de prismas para modelizar una superficie) en un proceso iterativo de error-ajuste: Bott (1960); Cordell y Henderson (1968), Pedersen (1977)

- Métodos que realizan aproximaciones lineales al problema no-lineal: Al-Chalabi (1972), que minimiza una función no-lineal por ajuste iterativo de sus parámetros variables, con o sin restricciones;

- Métodos que maximizan o minimizan alguna propiedad de la fuente: Last y Kubik (1983), minimizando el volumen de la fuente;

- Análisis de la profundidad de la fuente: Mediante procedimientos gráficos, o a partir de las derivadas primera, segunda y tercera de la anomalía gravitatoria, como en Smith (1959).

- Determinación de límites en los parámetros de los que se deriva el modelo: método del cuerpo ideal de Parker (1974, 1975), por el que se obtiene un único cuerpo, de densidad mínima, así como el rango de posibles soluciones, entre esta densidad mínima, y una máxima interpretada a partir de restricciones geológicas; Pedersen (1979), a partir de pseudo-hiperelipsoides.

B) Métodos en el dominio de frecuencias o de Fourier:

Oldenburg (1974), calcula la transformada de Fourier de la anomalía gravitatoria como la suma de las transformadas de Fourier de potencias de la 'topografía' perturbadora, a partir del esquema de Parker (1973). Gerard y Debeglia (1975), efectúan una estimación de la profundidad media de las fuentes y de una función de distribución para las profundidades. Guspí (1993), mediante expansión de series de potencias, a partir de la inversa de la fórmula de Parker (1974).

2. Fisher y Howard (1980), dividen los métodos en aquellos que utilizan técnicas de mínimos cuadrados, o bien programación matemática, lineal (Mott y Mottlová, 1972; Safon et al., 1977; Cuer y Bayer, 1980) o no-lineal (Al-Chalabi, 1972).

3. Barbosa et al. (1997) dividen los diferentes métodos en dos categorías:

- Aquellos que no minimizan una función estabilizadora, como los de Bott (1960), Tanner (1967) y Cordell y Henderson (1968). En estos la solución se obtiene a partir de aproximaciones lineales sucesivas del espesor del primer medio, suponiendo conocido el contraste de densidad entre medios. Otros métodos se basan en la fórmula de Parker (1973), como los de Oldenburg (1974) y Guspí (1993).
- Los que sí introducen una función estabilizadora, permitiendo la incorporación de información *a priori* sobre información geológica: Richardson y MacInnes (1989).

Existen otros métodos en que se aplica simultáneamente la inversión del campo gravitatorio con otras técnicas: Menichetti y Guillén (1983), proponen la inversión interactiva entre la gravedad y el campo magnético; Guspí e Introcaso (1988), mediante la gravedad y su gradiente vertical.

Otro factor que se debe tener en cuenta para llegar a modelos más reales, es el de aproximar las variaciones verticales y laterales de densidad en una cuenca por compactación de sedimentos y efectos tectónicos. Se han seguido distintas líneas:

El paso inicial es realizar modelos de contraste de densidad constante, en los que se permite variar la interfase entre litologías de diferente densidad: Bott (1960); Cordell y Henderson (1968), Rama Rao et al. (1999). Posteriormente, se han ido incorporando modelos más complejos, con variación de densidad en profundidad: Granser (1987b), aplica una función exponencial densidad-profundidad; Bashkara Rao et al. (1990), utilizan un modelo de contraste de densidad variable en profundidad; Guspí (1992), aplica variaciones en forma de funciones polinómicas con contraste arbitrario, de modo que pueden incluirse variaciones tanto verticales como horizontales; Visweswara Rao et al. (1994), con variación hiperbólica; Barbosa et al.

(1999), introducen la restricción de que el basamento no esté suavizado, y con variaciones en el contraste de densidad arbitrarias, y Martín-Atienza y García-Abdeslem (1999), consideran funciones polinómicas cuadráticas.

4. MARCO GEOLÓGICO

4. MARCO GEOLÓGICO

4.1. Introducción

La ciudad de Barcelona se halla emplazada en una llanura de suave pendiente originada por la acumulación de sedimentos de los deltas de los ríos Besós y Llobregat y de los depósitos de piedemonte de la Sierra de Collserola. Esta llanura se encuadra dentro del sistema de Cordilleras Costeras Catalanas (*Catalánides*), que se disponen en dirección NE-SO, y están compuestas por tres unidades: las cordilleras Litoral y Prelitoral y la Depresión del Vallés. Esta disposición está provocada por la actuación de la tectónica distensiva neógena sobre un sustrato formado por rocas paleozoicas y mesozoicas, superpuesta a un conjunto de estructuras

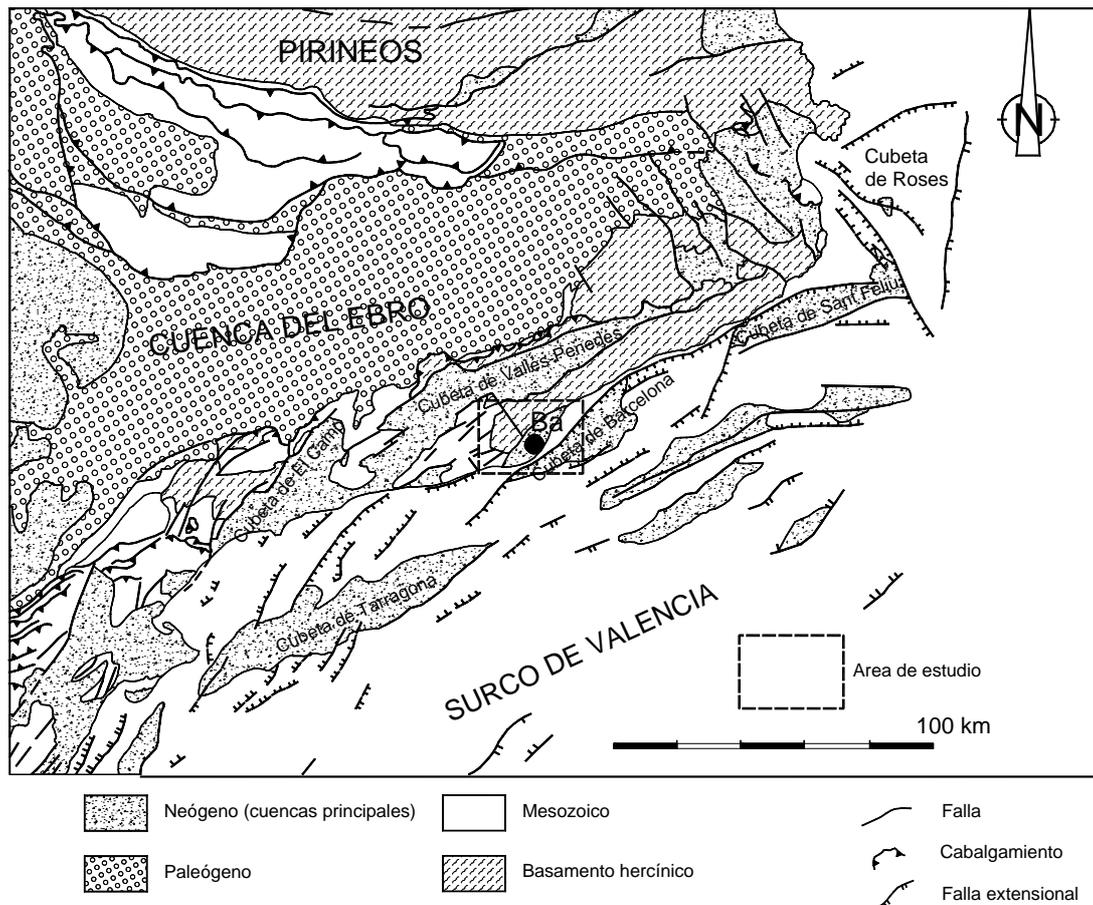


Figura 1. Encuadre geológico del área de estudio (modificado de Roca et al., 1999a y b)

compresivas de edad Oligocena. A su vez, un sistema de fallas de dirección NO-SE compartimenta el conjunto en bloques (Figura 1).

Anadón et al. (1979) dividen el Sistema de Cordilleras Costeras Catalanas, desde el punto de vista estratigráfico, en tres sectores, utilizando como criterio la presencia o ausencia de materiales mesozoicos, así como la distribución de sus facies características :

- Dominio Septentrional, que se extiende desde la comarca del Empordà hasta el río Llobregat, caracterizado por la ausencia de sedimentos Jurásicos y Cretáceos.
- Dominio Central, entre los ríos Llobregat y Francolí, con sedimentos jurásicos dolomitizados y Cretáceo con influencia de agua dulce y facies pelágicas poco desarrolladas.
- Dominio Meridional: entre el Francolí y la transversal de Fontespatlla - Pena-roja. El Jurásico y el Cretáceo son calizo-dolomíticos y margosos, y de facies más marinas y con potencias mayores que en el Dominio Central.

Estos dominios se subdividen a su vez en sectores interno, intermedio y externo, sin significado tectónico, sino que se derivan de su posición relativa en la cuenca mesozoica. El área de Barcelona se halla según esta división en el límite entre el Dominio Septentrional y el Central, dentro de la Cadena Litoral.

Roca et al. (1999a y b), a partir de un criterio estructural, y enlazando la geología del continente con los datos obtenidos en el margen continental, dividen la plataforma continental en dos sectores: Sector N (desde el Cap de Creus a Palamós), en el que se superponen la terminación de los cabalgamientos paleógenos de los pirineos orientales, y las fallas neógenas con dirección NO-SE que separan el Surco de Valencia de la Cuenca

Provenzal; y Sector S, desde Palamós a Amposta, con fallas de orientación preferente ENE-OSO.

Morfológicamente, las Cadenas Costeras Catalanas se estructuran en dos líneas paralelas de altos de constitución paleozoica y mesozoica, separados por una depresión tectónica, el Vallés-Penedés, rellena de sedimentos continentales y marinos miocenos.

La Cordillera Litoral, en la que se emplaza el Llano de Barcelona, se halla dividida por la falla del Llobregat en dos sectores claramente diferenciados:

- Al NE, un macizo paleozoico, que engloba las Sierras de Collserola y Marina-Corredor-Montnegre, compuesto principalmente de pizarras y esquistos, al S del Besós, y granitoides al N.
- Al SO, el macizo del Garraf, con una cobertera de rocas mesozoicas afectada por tectónica rígida. Bordeándola, en las cercanías del Llobregat, queda expuesta una orla de sedimentos triásicos

4.2. Antecedentes

Los primeros estudios que proporcionaron las características generales de la Geología de Cataluña, y en particular, de las Cadenas Costeras Catalanas, se realizaron en el periodo 1819-1920. La numerosa bibliografía de autores que investigaron durante esta época, aparece recogida en la Memoria de la Hoja nº 421 (Diputación Provincial de Barcelona, 1925).

Así, en una primera etapa, fue necesario establecer a escala regional la distribución cartográfica de las distintas litologías. Destacan los trabajos de Yáñez (1819), Vézian (1856), y particularmente los de Almera (1880, 1891).

Solé (1945), describe las fases de realización del Mapa Geológico de la Provincia de Barcelona. La primera cartografía de detalle de la ciudad de Barcelona, es presentada por Vézian (1856) en su Tesis de Geología. Encuadrada por las poblaciones de Sitges y Mataró, y por el Macizo de Montserrat, muestra con claridad la extensión y edad de las distintas litologías, habiendo distinguido en los sedimentos del Llano de Barcelona entre los materiales pliocénicos y el aluvial de los ríos Besós y Llobregat. En el sustrato diferencia entre los que denomina 'terreno esquistoso', correspondiente al macizo de Collserola, y los 'terrenos paleozoicos', donde engloba al conjunto de afloramientos de los *Turons*, Montcada, Sant Pere Màrtir, Molins de Rei y El Papiol. Al E del Besós, separa el macizo granítico de la Sierra de Marina del afloramiento triásico de Montgat y la 'franja esquistosa' en contacto con la falla S del Vallés.

Los primeros mapas aparecen entre 1890 y 1891, debidos a Thos y Codina, S.; Maureta, J.; Mallada, L. y Vidal, M. Posteriormente, el trabajo conjunto de Brossa, E. (realizando la topografía) y Almera, J. (encargado de la geología), permite publicar cinco Hojas a escala 1:40.000, la primera de las cuales, en 1891, abarca el área de estudio de la presente Tesis. En 1880, Almera ya había editado un primer mapa a escala 1:100.000 de los alrededores de Barcelona.

El primer mapa oficial se publica en 1928, en la edición de la primera hoja del Mapa Geológico Provincial (Hoja nº 421, Barcelona, capital) de la Diputación de Barcelona (con el interés del Instituto Geológico y Minero de España), y en años posteriores, entre 1930 y 1941, las hojas vecinas.

Además de la necesidad científica de disponer de una cartografía de base para futuros trabajos, necesidades de índole económica llevaron a realizar estudios más detallados. Rubio y Kindelán (1910), realizan un estudio hidrológico del 'margen derecho del Besós', con el fin de localizar niveles de agua potable a causa de la contaminación creciente de los pozos del Llano

de Barcelona, y la insalubridad de las aguas, que habían provocado numerosos brotes de tifus en la ciudad (entre 1914-1915, unas filtraciones desde fosas sépticas hacia el Rec Comtal, que proveía de agua a Barcelona, provocaron una fuerte epidemia de fiebre tifoidea con 2.267 defunciones; Conillera, 1991).

Para ello, llevan a cabo la testificación de un conjunto de 17 sondeos, el más profundo de los cuales alcanza los 173.87 m, habiendo cortado dos de ellos el techo de los materiales de edad miocena. También cartografían los afloramientos de rocas paleozoicas (datando la zona de los *Turons* como cámbrico s.l.) y terciarias que sobresalen en el Llano, dando por ello datos que en la actualidad no están disponibles por la urbanización de la ciudad.

Una vez establecida a grandes rasgos la geología comarcal, se llevaron a cabo estudios de detalle de las diferentes litologías y estructuras localizadas. Los materiales más antiguos que han proporcionado faunas que permitieran su datación, fueron localizados por Almera en el cerro de Montcada, sobre la Font Pudenta. En colaboración con Barrois (1893), datan estos sedimentos, a partir de una fauna de cistoideos, como de edad Caradoc, publicando la descripción del yacimiento en Almera (1898). Esta fauna fue posteriormente revisada por Meléndez y Chauvel (1981) y Villas et al. (1987) asignándole edad Ashgill.

La serie pre-Caradoc en la Sierra de Collserola, ha sido estudiada por San Miguel (1929), Solé Sabarís (1964), Vaquer (1972), IGME (1975a, b y c), Julivert y Durán (1981), Gil Ibarguchi y Julivert (1988), Sebastián et al. (1990) y Julivert y Durán (1992).

La sucesión paleozoica a partir del Silúrico, presente en afloramientos aislados (habitualmente en forma de sinclinales), ha sido estudiada en Santa Creu d'Olorde por Marcet (1960), Suñer (1957), Llopis Lladó et al. (1969) y García López et al. (1990); Almera (1891), Schriel (1929) y Marcet (1933)

determinaron la estratigrafía y estructura de el afloramiento de El Papiol, mientras que el cerro de Montcada ha sido analizado por Almera (1898), Vía Boada (1964) y Casado, J.M. (1993).

En el núcleo urbano de Barcelona, se encuentran un conjunto de afloramientos de esta edad, en los *Serrats de la Rovira* (Creueta del Coll - Monte Carmelo - Turó de La Rovira) y pequeños cerros aislados (Turó de la Peira, Monteroles, Putxet y otros subaflorantes). No existe ningún estudio global de este conjunto, sino estudios parciales con diferentes objetivos. Vidal (1974) y Batlle (1975), realizaron investigaciones de carácter geotécnico del afloramiento cambro-ordovícico y silúrico del Turó de la Rovira-Parc Guinardó, al E de la falla de la carretera del Carmel. Cabrera y Santanach (1979), y Valenciano y Sanz (1981) analizaron los afloramientos al O de dicha falla, de edad silúrico a carbonífero, bajo el punto de vista estructural. Cartografías más modernas se presentan en IGME (1975a, b) y Ventayol (2001).

Las rocas volcánicas o volcanosedimentarias paleozoicas, intercaladas entre los sedimentos ordovícicos y silúricos de Collserola, han sido caracterizadas por Vaquer (1972), Julivert et al. (1987) y Gil Iburguchi et al. (1990). La intrusión granítica ha sido estudiada, desde el punto de vista petrológico, entre otros, por Vaquer (1972) y Enrique (1979, 1984), mientras que se ha establecido la edad de las rocas filonianas básicas a partir del estudio paleomagnético (en afloramientos próximos de la Sierra del Montnegre), por Parés (1988).

Julivert, M., en colaboración con diversos autores, llevan a cabo, a partir de 1980, la síntesis regional del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas: la estratigrafía se detalla en Julivert y Durán (1983, 1990a), Julivert et al. (1985, 1987), mientras que la estructura se define en Julivert y Martínez (1980, 1983) y Julivert y Durán (1981, 1990b). Dada la escasez de niveles de fauna en la zona de estudio, su estratigrafía y estructura se ha

correlacionado con el resto de afloramientos de la misma edad en los catalánides: Montseny, Montnegre y Les Guilleries.

Los únicos afloramientos de edad mesozoica presentes en el área de estudio son los pequeños retazos del Carmelo, así como la franja Badalona-Montgat. Los primeros, dado su aislamiento con respecto al resto de litologías, a causa de la intensa urbanización, no han permitido la interpretación de su relación con el resto de materiales, habiendo discrepancia en cuanto a su disposición. El área de Montgat, ha sido estudiada por Depape y Solé (1934).

El Terciario aparece representado por sedimentos de edades miocena y pliocena, con escasa representación cartográfica. Los materiales de edad miocena aparecen en afloramientos aislados, de los que destaca el cerro de Montjuïc por su inusual disposición tectónica en el llano de Barcelona. En Ripollet-Sardanyola, afloran materiales arcillosos de carácter de transición, entre el marino de Montjuïc y los sedimentos continentales de Santa Coloma – Badalona – Montgat, estudiados por Castells (1957).

En Via y Padreny (1972), se recoge una amplia recopilación de artículos que hasta esa fecha estudiaron e intentaron interpretar la disposición de la montaña de Montjuïc. Los primeros trabajos se centran exclusivamente en la estratigrafía, y en caso de realizar algún corte, se dibuja con disposición monoclinial. Este es el caso del primer corte, realizado por La Marmora (1834), distinguiendo 13 capas. Vézian (1856), divide la montaña en dos grupos de capas: uno miocénico, y otro pliocénico, en la cúspide de la montaña. Posteriormente a este autor, queda establecida definitivamente la edad miocena de todo el conjunto, sobre la base de las faunas recogidas.

El primer autor que claramente cita la actuación de una falla que explique el acantilado del Morrot es Almera (1880). Posteriormente, la estructura se explica tanto como un pliegue tumbado con cabalgamiento del flanco inverso

(Broquetas, 1919), como con disposición de anticlinal amplio seguido de un sinclinal en la zona de Vistalegre (Carez, 1881). Font (1905), habla de una disposición similar, con un anticlinal cuyo eje pasa por el castillo, seguido de un sinclinal en la zona de Miramar, cortados por la falla del acantilado. Carandell (1921), sitúa un tómbolo en la depresión actual entre el Tibidabo, Sant Pere Martir y Montjuïc, idea que es seguida por Bataller (1922). Von Papp (1931), describe la estructura como un sistema de bloques. Llopis (1942b) considera el macizo como un paquete de materiales vindobonienses, plegados en anticlinal, fracturados, y hundidos por el SE, con el hemidomo cruzado por una serie de fracturas satélites de poco salto y tres familias de diaclasas, que favorecieron una cierta alteración hidrotermal. El conjunto se explicaría pues como un horst.

Durante los años posteriores, los trabajos se centran en establecer la estratigrafía de detalle del cerro, basándose en dataciones de las faunas recolectadas.

El estudio más detallado, que modifica la estructura hasta entonces admitida, es el de Villalta y Rosell (1965), que indican que 'la estructura de Montjuïc viene condicionada más por una tectónica de fallas, que por los pliegues que clásicamente se venían admitiendo. En realidad, el domo anticlinal se resuelve en un sistema de dovelas que tienen, en conjunto, una disposición en bóveda anticlinal'. La estructura la resumen en dos sistemas de fallas: el primero, está representado por tres conjuntos de fallas: la falla principal, bajo el nivel del mar; el segundo, paralelo a la anterior, de menor entidad, que pasaría por la mitad de la ladera SE (Morrot), generando dos bloques; y el tercero, también paralelo, en el extremo NW de la montaña, hundiendo el labio N, y originando una depresión, rellenada por los sedimentos pliocénicos del llano de la plaza de España y la zona de Sants.

La segunda familia, ortogonal a la anterior, presenta direcciones variables y provocan una fuerte tectonización de las areniscas.

Los sedimentos pliocenos se presentan en forma de afloramientos aislados y su base ha sido localizada únicamente por dos sondeos, por lo que la información actualmente disponible es escasa. Almera, J., entre 1880 y 1919, publica diversos artículos describiendo estos materiales. Elías (1931) realiza la primera interpretación de su sedimentación, en relación a la evolución tectónica. Gillet y Vicente (1961) describen un pequeño nivel junto al Turó de la Peira; Valenciano y Sanz (1967), datan como pliocenos unos conglomerados de facies continental en Castellbisbal; mientras que Alborch et al. (1980) realizan una datación de la microfaua hallada en un sondeo.

La interpretación de los sedimentos cuaternarios se efectúa de manera descriptiva general hasta el trabajo de Llopis (1942), primer análisis exhaustivo de los depósitos del Llano de Barcelona. Los sedimentos depositados en los cauces de las rieras, son objeto de un estudio somero por Julià (1977). A partir de los numerosos sondeos geotécnicos realizados en la ciudad, Ventayol et al. (1978), y en una última revisión y ampliación, Ventayol (2001), describen con precisión los diferentes niveles, separando con claridad los sedimentos pleistocenos de los holocenos más recientes, quedando asimismo separados en las cartografías del IGME. Cabe mencionar por su extraordinario interés el trabajo de Sanz (1988), un estudio exhaustivo de la evolución del *Pla* de Barcelona a lo largo de su historia, presentando numerosos planos de la variación de la línea de playa y de los deltas.

Los deltas del Besós y Llobregat, además de confinar la llanura barcelonesa, depositan un volumen importante de sedimentos que se enlazan lateralmente con los coluviones, y ocultan tanto el sustrato paleozoico como los sedimentos miocenos y pliocenos. La estructura interna del delta del Llobregat ha sido descrita por Marqués (1966, 1975, entre otros trabajos), mientras que Rubio y Kindelán (1910) reconocieron el 'margen derecho' del Besós. Los sedimentos depositados en la plataforma continental, por los ríos Llobregat, Besós y Foix, han sido caracterizados por Checa et al. (1988).

Entre los trabajos que sintetizan la estructura regional de los Catalánides, en el área continental, destacan los de Llopis (1947) y Anadón et al. (1979). Llopis (1942b), centra su estudio sobre la tectónica en el macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat, que es la zona de estudio de la presente Tesis.

Posteriormente, en los años 80, los datos recopilados por numerosas compañías petrolíferas (Auxini, Shell, Eniensa, Georex, Total, Western, California Oil, Chevron Oil, Elf Aquitaine) quedaron a disposición pública, ha permitido desarrollar modelos sobre la estratigrafía y estructura de la plataforma continental. Su interpretación se ha efectuado, entre otros, por IGME (1989); Fontboté et al. (1990); Bartrina et al. (1992); Roca y Guimerá (1992); Anadón y Roca (1996); Cabrera y Calvet (1996); Martínez del Olmo (1996) y Roca et al. (1999a y b).

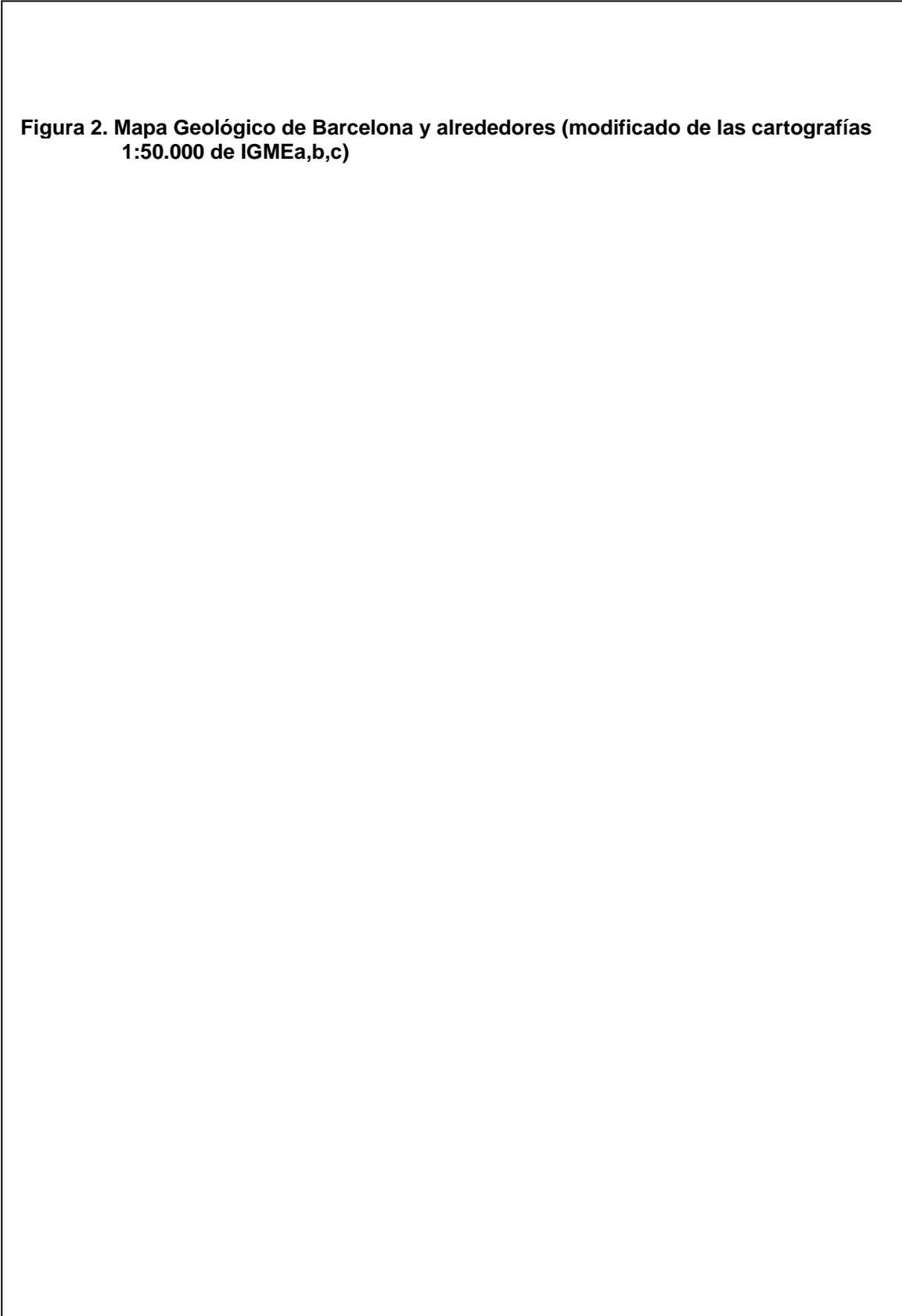
4.3. Encuadre geológico de la ciudad de Barcelona

4.3.1. Descripción regional

La llanura (*Pla*) de Barcelona se ha desarrollado a expensas de los depósitos de piedemonte de desmantelamiento de la Cadena Litoral, y de los sedimentos fluviales del Besós y del Llobregat, que la encierran. La Cadena, se halla limitada al N por la falla y la cubeta sedimentaria del Vallés, y se halla afectada en el curso del Llobregat, por una falla de desgarre que desplaza el bloque N en dirección dextra, con un desplazamiento aproximado de 10 km.

Esta disposición provoca una fuerte disimetría en cuanto a la estructura y litologías predominantes en cada lado de la falla (Figura 2).

Figura 2. Mapa Geológico de Barcelona y alrededores (modificado de las cartografías 1:50.000 de IGMEa,b,c)



El flanco N de la Cadena Litoral, se halla compuesto mayoritariamente por pizarras ordovícicas, afectadas de metamorfismo regional y de contacto, generando un abanico de litologías que incluyen corneanas, filitas, esquistos, cuarcitas, metagrauvas, metabasitas, mármoles y corneanas calcosilicatadas. En los márgenes del macizo, en contacto con el Besós (cerro de Montcada) y el Llobregat (El Papiol, Sant Pere Màrtir) aparecen los niveles más altos de la serie paleozoica, incluyendo materiales de edades silúrico a carbonífero. En la zona de Horta, una falla hunde el sustrato de forma que permanecen pequeñas cumbres (*Serrats de la Rovira*, de 300 m de altura máxima) aisladas, con afloramientos de calizas siluro-devónicas y sedimentos marinos y continentales carboníferos. Su flanco N, incluye el contacto de las pizarras con el batolito granítico, lo que ha originado los niveles de mayor grado metamórfico.

Al N del Besós, el paleozoico está constituido mayoritariamente por la intrusión granítica del Montnegre, con numerosos diques porfídicos que la atraviesan. En una pequeña franja, entre Badalona y Montgat, quedan restos de pequeños afloramientos de materiales de edad triásica y miocena, de características algo diferentes al resto de afloramientos de la misma edad.

El flanco S de la Cadena Litoral, muestra aún, en contacto con la falla del Llobregat, una franja de pizarras y esquistos ordovícicos-silúricos, con escasos retazos de calizas siluro-devónicas y pizarras, areniscas y conglomerados carboníferos (principalmente en la zona de Gavá-Viladecans, y en pequeños asomos en Molins de Rei).

Inmediatamente por encima, intercalada entre estos materiales, y las calizas jurásicas y cretáceas suprayacentes, se halla una estrecha franja de sedimentos triásicos en facies germánica, de dirección N-S, entre las localidades de Gavá y Martorell-Gelida. Está compuesta por los niveles típicos a lo largo de los Catalánides, es decir, una facies continental basal *Buntsandstein* compuesta de areniscas, arcillas rojas y conglomerados; un

nivel intermedio en facies *Muschelkalk*, predominantemente marino y dividido a su vez en tres niveles (M1, compuesto de dolomías y calizas; M2, por arcillas rojas y areniscas, y M3, de nuevo por calizas y dolomías); y por último, margas amarillentas y margas yesíferas de facies *Keuper*. La datación de estos tres niveles todavía se halla en discusión, estimándose unas edades Scythiense-Anisiense para el *Buntsandstein*, Anisiense - Carniense para el *Muschelkalk*, y Carniense para el *Keuper*.

Los materiales más modernos que completan la serie al W del Llobregat, corresponden a las dolomías jurásicas y calizas cretáceas del macizo del Garraf (en zonas próximas al área considerada, como en Olesa de Bonesvalls, aparecen pequeñas cuencas con conglomerados, atribuidas al Mioceno).

Al N de la Cadena Litoral, como ya se ha citado, y a favor de la falla S del Vallés-Penedés, se desarrolló una cuenca miocena, compuesta de sedimentos marinos hacia el S y continentales hacia el N, parcialmente recubierta por sedimentos pliocenos (proximidades de Molins de Rei y Martorell) y limos coluvionares cuaternarios del borde del macizo, así como por numerosos depósitos aluviales. En las proximidades de Martorell, y como consecuencia de la actuación de la falla del Llobregat, esta cuenca a sufrido asimismo un desplazamiento de 10 km hacia el SE.

Esta Tesis se enmarca en la zona urbana de Barcelona, comprendida entre el macizo de Collserola, y los ríos Llobregat y Besós. La descripción de detalle de la sucesión estratigráfica, y su marco estructural, se realizará para esta ventana.

Dividiremos la descripción de detalle entre la geología en el continente y en el margen continental, dadas sus diferentes características.

4.3.2. Geología del continente

1. Serie estratigráfica paleozoica.

Esta serie está afectada en las proximidades del granito, en el límite de la ciudad de Barcelona, por un metamorfismo de contacto en facies de esquistos verdes, que ha generado diversas litologías dependiendo de la roca original que han afectado. Así, el metamorfismo de las rocas pelíticas - psammíticas ha generado corneanas, filitas, cuarcitas, metasubgrauwacas y esquistos moteados; las margas han dado origen a corneanas y esquistos calcosilicatados; las calizas, a mármoles y los niveles vulcanosedimentarios a metabasitas. Por la ausencia de fósiles, y las litofacies presentes, podemos presumir una edad similar a las rocas del Parc del Guinardó.

Serie pre-Caradoc:

Los afloramientos de Collserola más antiguos corresponden a un conjunto de rocas metamórficas provenientes de una compleja serie sedimentaria de naturaleza pelítica, calcárea, psammítica y orgánica (Vaquer, 1972). Gil Ibarguchi y Julivert (1988), dividen la sucesión en varias unidades litoestratigráficas:

- calizas en capas de 1 cm a 1 m, alternando con margas, pizarras y rocas volcánicas y vulcanosedimentarias. Desde Vallvidrera. Aunque sin fauna, este nivel puede datarse como Ashgill o límite Caradoc - Ashgill por comparación con materiales similares del Montseny.

- Cuarcitas: inmediatamente por debajo de las pizarras silúricas con graptolites, y puede ser equivalente a la cuarcita de Bar del Pirineo. Alternan con pizarras y rocas básicas.

- Pizarras: Pizarras homogéneas con finas láminas de limos o arenas. Equiparable a la formación Ansovell del Pirineo.

- Rocas volcánicas. Interestratificadas tanto en la sucesión pre-silúrica como en la silúrica. Se han encontrado en las siguientes posiciones:

- dentro del Silúrico, asociadas a pizarras con faunas del Llandovery.
- interestratificadas o adyacentes al nivel de cuarcitas subyacente al Silúrico datado.
- en el nivel de carbonatos atribuido al límite Caradoc / Ashgill.
- dentro de las áreas pizarrosas.

Estos materiales han sido afectados por metamorfismo de contacto por la intrusión del granito aflorante en el borde SE del macizo. La geoquímica de las metabasitas parece indicar su origen en diferenciados intermedios de una serie basáltica alcalina (Gil Ibarguchi y Julivert, 1988).

En el área del Turó de la Rovira-Parc Guinardó, el ordovícico se halla afectado por metamorfismo de contacto, dando origen a una serie de esquistos, filitas, cuarzofilitas, subgrauwacas y metasubgrauwacas con intercalaciones de cuarcita (Vidal, 1974; Batlle, 1975, 1976). En Collserola asimismo pueden encontrarse niveles de corneanas calcosilicatadas.

En afloramientos en Mataró (Turó de Cerdanyola y Castell del Nofre Arnau) aparecen de forma aislada neisses, cuyo origen no ha sido determinado, pudiendo corresponder a rocas volcánicas del Caradoc o bien a porfiroides de la serie pre-Caradoc (Carreras y Santanach, 1975). Julivert et al. (1987) interpretan estos ortogneises como relacionados con el volcanismo de tendencia calcoalcalina presente en todo el ordovícico, en forma de intrusiones ácidas.

En áreas próximas a las del estudio, Barnolas et al. (1980), en Les Gavarres, y Carmona (1987), en el Montnegre y en los macizos centrales de las cadenas costeras, citan la presencia de alternancias bandeadas de niveles lutíticos –esquistos- y cuarcíticos –areniscas cuarzosas- con niveles interestratificados feldespáticos y cuarzofeldespáticos (Viladevall, 1978, en el Montseny) que indicarían un ambiente deposicional volcanoclástico-epiclástico.

Ordovícico:

- Caradoc - Ashgill:

Los materiales más antiguos presentes en el área de Barcelona corresponden a las pizarras, cuarcitas, filitas y esquistos del área de Collserola, que, a causa de la ausencia de fauna, son atribuidas al Ordovícico s.l. El horizonte más antiguo se atribuyó al Caradoc, en niveles de grauvacas de Montcada y Vallcarca en base a algunas especies de cistoideos (Barrois, 1893; Almera, 1898). Revisiones posteriores de la fauna encontrada (Meléndez y Chauvel, 1981; Villas et al., 1987), permiten datar este nivel como Ashgill: *Caryocrinites aff. europaeus* Quenst., *C. cf. rugatus* Forbes, *Conspectocrinus celticus* Le Menn, *Porambonites magnus* Meneghini (en la localidad de Montcada).

La sucesión siluro - devónica se ha establecido parcialmente en el afloramiento de Santa Creu d'Olorda (García-López et al., 1990). También se encuentra en Montcada, los *Turons* (*Serrats de La Rovira*) de Barcelona y en pequeños afloramientos en las proximidades de Molins de Rei. Se halla dividida en dos facies: euxínica (pizarras negras, en ocasiones con abundantes sulfuros) y pelágica carbonatada (calizas) (Julivert et al., 1985), siendo la siguiente:

Silúrico:

Formado por un conjunto inferior de pizarras negras con cuarcitas en la base, y uno superior carbonatado. García-López et al. (1990), realizan un estudio pormenorizado de la bioestratigrafía del silúrico-devónico en el afloramiento de Santa Creu d'Olorda. Los sedimentos presentan facies de hemipelagitas y pelagitas sedimentadas en ambientes profundos, interpretando que la sedimentación tuvo lugar en un talud de rampa carbonatada. En los niveles superiores se pasa gradualmente a una sedimentación mixta carbonatada-siliciclástica, para finalizar con sedimentos exclusivamente arcillosos, bien por cambios eustáticos del nivel del mar o por cambios en la actividad tectónica, sin ser posible elegir una sola de las interpretaciones.

- Llandovery

La base del Llandovery ha sido establecida, a falta de faunas que la daten con seguridad, en el nivel de cuarcitas bajo las pizarras negras. Estas han proporcionado numerosos niveles con graptolites, que han permitido una biozonación detallada (Julivert et al., 1985). Así, las pizarras negras abarcan desde el Llandovery hasta el Ludlow. En el nivel inferior son abundantes los diques doleríticos.

- Wenlock

El tránsito es gradual, aunque este nivel se caracteriza por la presencia de niveles de cuarcitas de 2 a 20 cm, así como intercalaciones de sulfuros y nódulos.

- Ludlow.

Formado por pizarras negras, grises y verdes, con algunos lentejones calizos hacia el techo. No ha dado fauna.

- Pridoliense.

Correspondiente a la formación La Creu de Sta. María d'Olorde. 30 m. Calizas azuladas masivas con capas centimétricas pelíticas. La parte superior, en tránsito gradual, se data ya como Lochkoviense (Devónico). Su base se halla en contacto mecánico con las pizarras negras, por lo que no se puede determinar si existe continuidad o bien hay un hiato.

En el Turó de la Rovira, el tránsito silúrico-devónico no ha sido datado paleontológicamente, por lo que solo puede establecerse la sucesión (Vidal, 1974):

Silúrico: Pizarras y filitas localmente grafitosas con intercalaciones de cuarcita.

Serie de tránsito: Calizas negras amigdaloides.

Dolomías. Con abundancia de pirita, calcopirita y siderita, presentando un débil metamorfismo con presencia de talco.

Hay una pequeña intercalación de calcoesquistos marrones en la serie silícea.

Devónico:

Comprende la parte superior de la Formación La Creu y toda la Formación Olorda.

- Lochkoviense

Empieza en los niveles superiores de la Formación La Creu, y abarca los miembros A y B de la Formación Olorda. La primera incluye las calizas azuladas masivas con capas pelíticas, mientras que las dos últimas corresponden a: Miembro A, 2-3 m de pizarras y areniscas negras, con nódulos metálicos y de chert; el Miembro B, formado por calizas amarillentas con intercalaciones de pizarras rojizas.

- Praguense

Se puede situar hacia el techo del Miembro B de la Formación Olorda, y el tránsito con el Emsiense se halla en la parte superior del Miembro C.

Constituido por calizas amarillentas con intercalación de pizarras rojizas (B, espesor de 4-5 m), con abundancia de braquiópodos, y a techo (C), calizas nodulosas y margas azuladas.

- Emsiense.

Se inicia en las capas superiores del Miembro C de la Formación Olorda. Constituido por:

C: Calizas nodulosas azuladas y margas azul - verdosas. 4-5 m.

D: Calizas bien estratificadas ricas en dacrioonáridos (Tentaculites). 13 m.

E: Pizarras verdes, sin fauna. 4 m.

Valenciano y Sanz (1978), establecen la siguiente sucesión siluro-devónica en los afloramientos del Monte Carmelo-Vallcarca, a falta de faunas significativas que la daten con precisión:

Silúrico (Caradoc - Llandovery):

Pizarras negras grafitosas (ampelíticas) (S3)

150-200 m de filitas pardas de base areniscosa. (S2)

Filitas mosqueadas con intercalaciones cuarcíticas. (S1)

Tránsito Silúrico - Devónico:

44 m de calizas dolomíticas nodulares grises (griotte) con crinoideos (D1).

8 m de calizas gris - rojizas.

7 m de calizas similares a las de la base.

Devónico:

55 m de calizas griotte (D1) y dolomíticas con orthoceras (D2).

Carbonífero.

Aflorante únicamente en el área de Barcelona en la zona de Vallcarca, El Coll, Monte Carmelo y Putxet. En las inmediaciones, se pueden encontrar asomos en El Papiol (Can Puig), Zona de Gavá a Begas, ermita de Brugués y Malgrat (Turó de la Guardia).

Aunque en la zona de los *Turons* no ha dado fauna significativa que permita una datación exacta, se puede correlacionar con los afloramientos de idénticas características del Montseny (Aiguafreda, Cánovas, Figaró) y Montnegre, en los que se ha establecido la serie.

Constituido en su parte inferior por un paquete de lalitas y pizarras silíceas con espesor indeterminado debido a su fuerte tectonización, y de edad probable Tournaisiense (IGME, 1984). Por encima de estos niveles, en los alrededores de Barcelona se pueden encontrar de 10 a 30 m de pizarras purpúreas o verdosas con intercalaciones de calizas, que han dado faunas (Trilobites, Crinoideos, Braquiópodos y Corales) de edad Viseense.

A esta facies marina sucede una facies detrítica sintectónica de tipo Culm, compuesta de pizarras, areniscas, microconglomerados y conglomerados (en algunos casos con cantos de leucogranitos deformados, como en Malgrat). No se conoce su espesor, debido a la erosión pretriásica. En el área de estudio, solo se encontraron a principios de siglo floras en el Putxet, Vallcarca y Malgrat, de edad Dinantiense (*Archaeocalamites radiatus?* BRONG). Según IGME (1984), la edad de estos materiales sería Viseense superior y/o Namuriense. Carmona (1987), cita la presencia de este nivel en las proximidades del Parc Güell (Barcelona), en contra de lo afirmado por IGME (1975a).

Triásico.

Únicamente se han localizado afloramientos en Malgrat, y ya dentro de la ciudad, en las proximidades de la ermita de Nuestra Señora del Coll. En la primera localidad, en el Turó de Montgat, se reconocen niveles conglomeráticos con arcillas rojas intercaladas, claramente de facies *Buntsandstein*, recubiertos, por contacto mecanizado, por calizas y dolomías de facies *Muschelkalk* Inferior. En algunos puntos, en éstas se hallan intercalados por contacto mecánico unos conglomerados rojos, que no pueden ser atribuidos con seguridad al *Buntsandstein* o al *Muschelkalk* medio (IGME, 1975b).

En Barcelona, aparecen materiales de facies *Buntsandstein* en el núcleo de un sinclinal sobre calizas devónicas en el Monte Carmelo (Valenciano y Sanz, 1981). Constituido por 5 m de conglomerados de cantos de cuarzo (redondeados, de 5 a 9 cm de diámetro) en la base, y 20 m de areniscas rojas micáceas en bancos de 0.1-0.6 m. El contacto con el paleozoico subyacente se produce mediante un juego de fallas inversas anastomosadas que provocan pinzamientos de pequeñas cuñas de Triásico (Cabrera y Santanach, 1979). Estas fallas buzan aproximadamente 60° NE. Dado el fuerte grado de urbanización de este barrio, han quedado ocultos los límites del afloramiento, por lo que todavía está en discusión su extensión (Ventayol, 2001, reduce este afloramiento a un único punto, junto a la ermita del Coll).

3. Serie estratigráfica cenozoica.

En la zona de estudio se hallan completamente ausentes los sedimentos de edad paleógena, por lo que solo permanecen los de edad neógena y cuaternaria. Los primeros están restringidos a niveles marinos y continentales miocenos, y a escasos afloramientos de sedimentos principalmente marinos pliocenos, depositados a lo largo del cauce del Llobregat, y bajo el Llano de Barcelona.

Mioceno.

El trabajo de Gómez-Gras et al (en prensa), ha establecido la estratigrafía más detallada y actualizada del mioceno de Montjuïc. Así, se pueden distinguir, de base a techo, cinco unidades litostratigráficas:

1. Areniscas y microconglomerados del Morrot (80 m), correspondientes a depósitos de llanura deltaica;
2. margas y areniscas (con intercalación de tramos margosos y limosos con abundante fauna) del Far (11 m), interpretados como depósitos de frente deltaico distal;
3. lutitas, areniscas y conglomerados del Castell (93 m): frente deltaico proximal;
4. margas de Miramar (15 m), con abundante fauna de equinodermos, bivalvos, restos de plantas y bioturbaciones, interpretados como depósitos pro-deltaicos, y
5. conglomerados, areniscas y lutitas del Mirador (20 m): frente deltaico.

Se ha establecido su edad, a partir de las faunas de foraminíferos planctónicos, como Serravaliense (Mioceno medio). El área fuente de las areniscas (clasificables como litoarenitas o grauvacas líticas), a partir de su contenido en clastos de granito, filita, aplita, pegmatita y radiolarita, proviene de la erosión de las rocas paleozoicas de la Sierra de Collserola.

En el área de Badalona-Santa Coloma-Montgat, el mioceno pasa a tener carácter continental. Vicente (1957), describe el afloramiento en Santa Coloma-Badalona, como un anticlinal cuya disposición viene controlada por fallas en el zócalo paleozoico. Está compuesto por arcillas brechoides, que pasan en Badalona a niveles litorales con brechas y areniscas con fauna marina, así como algunos tramos de margas verdosas. Depape y Solé (1934), datan de edad miocena unos niveles de areniscas y conglomerados en el Turó de Montgat, a partir de restos de flora fósil encontrados en las areniscas.

Plioceno

El Plioceno aflora a lo largo del margen del Llobregat, y se ha encontrado bajo los sedimentos deltaicos del Besós y Llobregat, y del piedemonte del Llano de Barcelona.

En el Llobregat, se han podido distinguir tres niveles (IGME, 1975a):

- 1) Conglomerados de matriz arenosa. Encontrados únicamente en la base y parte alta de la columna, y solo en el borde de la cuenca de sedimentación. Datados como pliocenos en Castellbisbal, por sus distintas características de las terrazas fluviales a la misma cota, por Valenciano y Sanz (1967).
- 2) Arcillas azuladas con abundantes restos de fauna e intercalaciones de arenas muy finas y algunas vetas de yeso. Edad: Plasenciense (IGME, 1975a; Ventayol et al., 1978; Alborch et al., 1980). Potencia máxima, 70 m. Afloran en los yacimientos clásicos de El Papiol y Molins de Rei (Pla de les Bruixes).
- 3) Arenas y arcillas arenosas de color amarillento, con intercalación de margas azuladas. Edad: Astiense (aut. cites.). Potencia en el Llobregat: 70-80 m.

En el área del Llano de Barcelona, se localizan pequeños afloramientos en la zona de la Catedral (*Mons Táber*), Paseo de Gracia, Plaza de España, Sants y Cornellà – Hospitalet. Se han localizado asimismo materiales de esta edad en numerosos sondeos en la ciudad, habiendo cortado tanto las arenas de facies astiense como las arcillas plasencienses.

En la actualidad, no se disponen de datos suficientes para conocer la profundidad de la base del plioceno, por lo que no es posible realizar un mapa de isopacas.

Cuaternario.

Llopis (1942), Solé (1963), IGME (1975a,b,c, 1984, 1989) y, con mayor detalle (a partir de múltiples sondeos geotécnicos), Ventayol et al. (1978), Sanz (1988) y Ventayol (2001), diferencian, dentro de los sedimentos cuaternarios, los siguientes pisos y litologías:

En el Llano de Barcelona,

- Pleistoceno: depósitos de pendiente (gravas, arenas, arcillas y limos), correspondientes al denominado *Triciclo*, por su disposición cíclica en grupos de tres unidades compuestas, de base a techo, por: arcillas rojas, limos eólicos amarillentos y costra calcárea. Se dispone en forma de llanura de suave pendiente, cortada por un talud de unos 20 m. IGME (1975c) explica este talud generado como consecuencia de la glaciación Würm, que excavó profundamente estos sedimentos, para ser posteriormente colmatado de forma parcial por la transgresión flandriense.
- Holoceno: gravas, limos y arcillas del aluvial y deltaico de los ríos Besós y Llobregat. Los sedimentos del Besós recubren

parcialmente la cicatriz erosiva en el pleistoceno, por lo que aún se reconocen materiales del cuaternario antiguo bajo ésta. Asociados a estos deltas, se pueden reconocer distintos ambientes sedimentarios: arenas y gravas rodadas, típicamente fluviales; terrazas fluviales sepultadas por aluviones recientes; sedimentos litorales, y limos orgánicos de marismas y zonas pantanosas (Ventayol et al., 1978).

- Depósitos de piedemonte: brechas y arcillas rojas, asociados a las laderas de la Cordillera Litoral.
- En menor medida, depósitos de gravas y arenas asociados a los cauces de las rieras encajadas en los anteriores.

Otros depósitos, de edad cuaternaria s.l.:

- Complejos limosos, asociados a terrazas, situados en ambas vertientes de la Cordillera Litoral y a lo largo del valle del Llobregat (IGME, 1975a).
- Suelos, coluviones y aluviones de escaso desarrollo.

La estructura y sedimentación del Delta del Llobregat ha sido estudiada por Marqués (1966, 1975). Está constituido por dos grandes secuencias:

- Inferior, denominada *complejo detrítico inferior*, compuesta principalmente de sedimentos detríticos dispuestos en tres ciclos de transgresión-estabilización-regresión, que se atribuye al Flandriense, y
- un complejo deltaico, iniciado por una parte basal transgresiva, y una superior regresiva formada por el delta del Llobregat.

En los depósitos holocenos de los deltas de los ríos Besós y Llobregat se pueden diferenciar dos fases (Checa et al., 1988): los deltas actuales, que solo presentan facies de prodelta y, con contacto erosivo, unos deltas holocenos relictos. El Llobregat es el que mayor potencia presenta, con el

depocentro desplazado 30 km hacia el SW, intercalándose entre los sedimentos del delta del Foix. A partir de las columnas de sondeos proporcionadas por las empresas *Bosch i Ventayol Geoserveis* y *Batlle i Mascareñas Geoprojectes*, hemos confeccionado el mapa de potencia del Cuaternario en el Llano de Barcelona, que se muestra en la Figura 3.

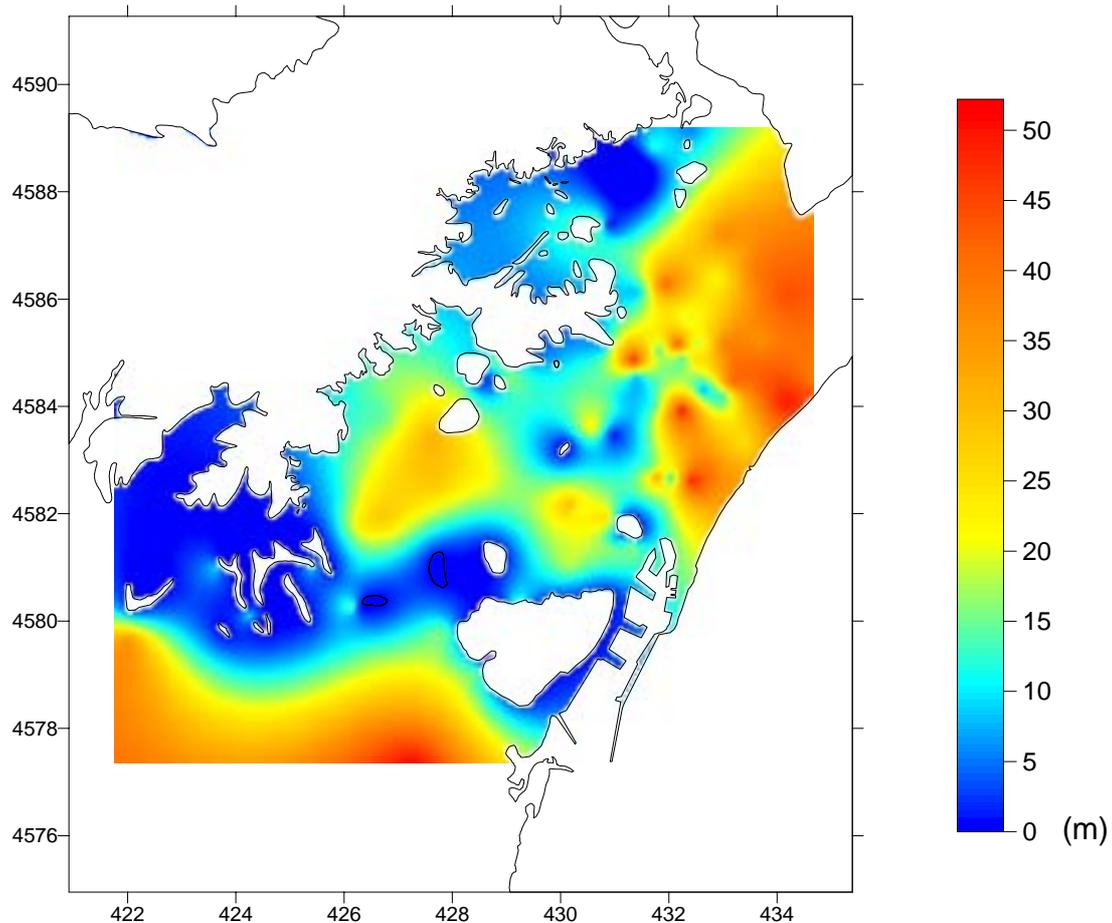


Figura 3. Potencia del Cuaternario en el Llano de Barcelona

Los mayores espesores de sedimentos, con potencias de 50 m, corresponden a los depósitos de los deltas de los ríos Besós y Llobregat. Se acumula un máximo local en la zona de Sant Gervasi, limitado por el macizo de Collserola y los afloramientos de los *Turons*. Por el contrario, la menor potencia de sedimentos de esta edad se dispone en una franja alineada con los afloramientos del mioceno de Montjuïc y los sedimentos pliocenos de

Pza. España – Sants – Cornellà, donde se ha cortado en los sondeos con menos de 10 m; en Nou Barris y en una franja que sigue aproximadamente el Paseo de Gracia hasta el denominado *Monte Táber*.

4.3.3. Margen continental sumergido (Offshore)

La zona de estudio se sitúa en el denominado Margen Catalán, extremo noroeste del Dominio del Surco de Valencia (*Valencia Trough*), que comprende aproximadamente el área costera entre Amposta y el Cap de Creus (Bartrina et al., 1992).

El Surco de Valencia es una cuenca Neógena provocada por la tectónica de extensión desde el Neógeno a la actualidad, que no ha llegado a generar corteza oceánica, y superpuesta a estructuras compresivas previas formadas entre el Cretáceo superior y el Oligoceno inferior durante la compresión de dirección N-S provocada por la colisión entre las placas Ibérica y Europea (Bartrina et al., 1992; Banda, 1996).

ESTRATIGRAFÍA DE LA PLATAFORMA COSTERA.

Los sedimentos de relleno de la cubeta se disponen sobre un *basamento acústico* (denominado así a partir de los perfiles de reflexión marinos) compuesto de rocas paleozoicas, mesozoicas y del paleógeno inferior.

El sondeo Barcelona E-1 (IGME, 1989), ha cortado los siguientes materiales dentro del basamento acústico :

- Triásico: seccionado a 3663 m de profundidad, y compuesto de dolomías arcillosas y anhidríticas, con intercalaciones de limolitas y areniscas. Se le atribuye una edad Jurásico inferior – Retiense.

- Jurásico: Cortado con una potencia de 1100 m. Constituido por dolomías marrones de grano fino, arcillosas y arenosas. Edad: Jurásico inferior – Bathoniense.
- Cretáceo: Solo se han encontrado rocas del Cretáceo inferior, con una potencia de 1500 m de calizas microcristalinas, a veces arcillosas.

La columna estratigráfica del relleno, establecida a partir de los sondeos petroleros, está formada por las siguientes unidades:

- Oligoceno.

Presente en todo el surco de la semifosa de Barcelona, con potencia de 2300 m. Se ha dividido en cinco unidades:

- O1: En el sector NE de la semifosa. Compuesto por una alternancia de conglomerados y lutitas rojas aluviales con alguna intercalación de evaporitas lacustres. Potencia: 1000 m.
- O2: Compuesto por una sucesión de lutitas rojas y conglomerados, con una potencia entre 200 y 300 . Su límite inferior es una discordancia de marcado origen erosivo.
- O3: Anhidrita y sal de origen marino transicional o lacustre, y conglomerados con arcillas a techo. Potencia: 200 m.
- O4: Sal marina, arcillas y conglomerados. Potencia: 350 m.
- O5: Depositada únicamente en la parte más profunda de la semifosa, adosada a la falla de Barcelona. Arcillas y evaporitas de origen transicional o lacustre. Potencia reducida

- Mioceno.

Constituye la mayoría de sedimentos que recubren el basamento acústico. En el Surco de Valencia, se han establecido dos grandes Grupos: Grupo de Alcanar y Grupo de Castellón, dividido este último en dos unidades: Margas y Areniscas de Castellón. Sus secuencias deposicionales se describen con detalle en Martínez del Olmo (1996).

En el sector S de la Cubeta de Barcelona, Roca et al. (1999a) han caracterizado cuatro unidades:

- M1: Únicamente en la parte más deprimida de las cubetas, con espesor en aumento en dirección hacia la falla. Incluye numerosas discordancias internas y cambios abruptos de potencia. Constituido por conglomerados, que pasan hacia la parte S y central de la cubeta, a lutitas y margas marinas. Edad Aquitaniense (Mioceno inferior).
- M2: En el sector S. Sucesión terrígena marina granodecreciente: arcillas y margas marinas más o menos arenosas, que gradan a sedimentos más gruesos hacia la falla principal (conglomerados y areniscas arcóscas). En los altos estructurales del basamento recubiertos directamente por esta unidad, se compone de cuerpos de brechas recubiertos de calizas coralgales. Edad Burdigaliense.

Estas dos unidades se corresponden con el *Grupo Alcanar*, de Edad Aquitaniense – Burdigaliense, compuesto por arcillas y margas, con intercalaciones de calizas dolomíticas, areniscas finas, brechas y conglomerados poligénicos. Potencia estimada entre 50 y 300 m (IGME, 1989).

- M3: Sucesión terrígena marina formada por arcillas más o menos limosas y arenosas con intercalaciones de areniscas y limos arenosos. En los altos relativos del basamento, lentejones de conglomerados o

conglomerados arenosos y carbonatos de plataformas coralgales y arrecifes coralinos. Edad: Langhiense-Serravaliense.

- M4: Unidad erosionada a techo por la discordancia Messiniense. Consiste en una sucesión marina terrígena granocreciente: lutitas y margas grises que gradan a techo a niveles detríticos más gruesos (areniscas conglomeráticas y conglomerados). Edad: Tortoniense-Messiniense.

IGME (1989), reúne estos dos niveles en el Grupo de Castellón, compuesto de:

- Margas de Castellón : Langhiense superior – Tortoniense inferior. Compuesto de arcillas calcáreas grises, con limos oscuros y areniscas. Potencia: entre 30 y 600 m;

- Areniscas de Castellón: Tortoniense – Messiniense. Arcillas limosas algo calcáreas, con abundantes intercalaciones de arenas poligénicas. Potencia: entre 30 y 1150 m.

- Pliocuaternario.

Unidad marina de carácter terrígeno formada por una sucesión granocreciente de arcillas grises que gradan, hacia arriba y hacia la costa, a depósitos de limos, arenas y ocasionalmente, conglomerados. Potencia máxima: 1000 m. En la base, la discordancia Messiniense, de topografía irregular. En la Cubeta de Barcelona, presenta geometría de discordancia angular, especialmente cerca de la falla principal.

4.4. Marco estructural

a) *Estructura hercínica*

La estructura general de la zona consiste en una serie de pliegues vergentes al SE o SSE con una esquistosidad S_1 de flujo muy marcada en las rocas pelíticas (Gil Ibarguchi y Julivert, 1988), correspondientes a la primera fase de deformación. Estas rocas se hallan afectadas por un metamorfismo regional epizonal.

Las características de estos pliegues quedan evidenciadas donde aparecen pequeños niveles de cuarcita o caliza, observándose entonces pliegues de tipo similar de dimensiones decimétricas a decamétricas. Los niveles superiores, principalmente de calizas silurico-devónicas, suelen presentar estructura sinclinal, con su plano axial siguiendo la dirección de la esquistosidad S_1 , por lo que no es descartable que se relacionen con la misma fase tectónica (IGME, 1975a).

Las fases posteriores dieron lugar a la formación de crenulaciones (fases S_2 y S_3) y kink-bands (S_3), que no modifican la dirección principal. S_2 corta a S_1 con bajo ángulo, mientras que S_3 lo hace en ángulos altos (IGME, 1984).

Los materiales de edades comprendidas entre el silúrico superior y el carbonífero son difíciles de correlacionar por el hecho de que sus afloramientos se hallan aislados: Santa Creu d'Olorde – Molins de Rei, zona de los *Turons* en Barcelona, y el cerro de Montcada.

Los yacimientos que han permitido recoger mayor número de fósiles, permitiendo su datación son los de Santa Creu d'Olorde, Papiol y Montcada. Estos han permitido correlacionar de manera amplia, el resto de afloramientos (dada la ausencia o escasez de fósiles).

Llopis et al. (1969) primero, y posteriormente García-López et al. (1990) realizan determinaciones bioestratigráficas detalladas de los materiales silúrico-devónicos de Santa Creu d'Olorde, que permiten datar con mayor precisión los estratos (entre el Pridoliense y el Emsiense) y correlacionar las repeticiones tectónicas presentes en el afloramiento. La estructura corresponde a 'una serie de cinco escamas de despegue separadas por superficies que presentan la típica geometría en rampas y rellanos'.

Los afloramientos de rocas de la misma edad de la zona de la Creueta del Coll – Monte Carmelo, presentan un modelo algo diferente de deformación. Valenciano y Sanz (1981), interpretan las estructuras hercínicas principales como unos pliegues de dirección WSW-ENE, de los que destacan un sinclinal en el barrio de Nuestra Señora del Coll (cobijado por sedimentos triásicos), y un anticlinal en el Monte Carmelo. Este último, es un pliegue complejo que cabalga el triásico.

Estos pliegues son a su vez cortados por dos fallas de dirección WSW-ENE, la primera de las cuales pone a todo el conjunto sedimentario paleozoico en contacto con el granito, en las proximidades del Paseo del Valle de Hebrón, mientras que la segunda secciona las calizas siluro-devónicas en la Creueta del Coll. En detalle, esta estructura se ve complicada fuertemente por una serie de escamas que ponen en contacto los distintos materiales, como se evidencia en los cortes a lo largo del camino del Parque Güell, en estos mismos autores, así como en los afloramientos de la zona Ntra. Sra. Del Coll – Escola Virolai, según Cabrera y Santanach (1979), en que se muestran pequeñas escamas con pinzamientos de triásico entre calizas siluro-devónicas, con asomos de carbonífero. Esta disposición muestra que hay una superposición de movimientos hercínicos y alpinos, los cuales, dada la ausencia de continuidad entre afloramientos, no son posibles de describir con precisión. IGME (1975b), por el contrario, cartografía estos materiales como una cuña de triásico limitada por fallas normales, que lo

ponen en contacto, al E con las calizas devónicas, y en el resto, con pizarras carboníferas (*Culm*).

En el Turó de la Rovira, en cambio, la estructura viene modificada fuertemente por una serie de fallas que cortan un conjunto de escamas, como han reflejado los trabajos de Vidal (1974) y Batlle (1975,1976). Las cartografías que realizan cada uno de ellos, difieren ligeramente entre sí, debido a la fuerte complicación tectónica, que hace difícil establecer una edad adecuada a los materiales involucrados en las diferentes escamas. Mientras que Vidal (1974) describe la disposición tectónica como 'una estructura sinclinal con complicados repliegues internos y despegues a nivel de las pizarras grafitosas, fallada en su flanco norte ... una falla normal, de dirección general NW-SE, con ligero buzamiento hacia el S, que pone en contacto las calizas con las subgrauwackas, metasubgrauwackas y cuarzofilitas', Batlle (1975, 1976) divide el sector en diversas zonas, dando un modelo interpretativo de la estructura, sobre la base de 'certes zones que no han estat afectades tant intensament per la fase tectònica rígida'. El tramo inicial del túnel, debido a su intensa fracturación, no permite calcular las direcciones preferentes de plegamiento, pero desde el PK 0+500, se constata la existencia de un bloque fuertemente replegado. Indica que 'l'estructura global d'aquest bloc constitueix un anticlinal de calcàries amb nucli pissarrós i a la vegada tot el conjunt envoltat d'una capa de pissarres'. En detalle, este anticlinal, de dirección SE-NW, se ve afectado por un ligero replegamiento, tumbando el eje hacia el NE. Posteriormente, una nueva fase deforma todo el conjunto en dirección SW-NE, con buzamientos de 45-70° al W, tal como presenta en un bloque diagrama interpretativo.

Este modelo, se complica a su vez por fallas que separan nuevos bloques, en los que el sinclinal aparece afectado por las diversas fases de distinto modo. En el sector N, desaparecen las calizas para dar paso a las filitas, cuarzofilitas y esquistos moteados.

Los perfiles a lo largo de la traza del túnel, difieren únicamente a nivel de detalle, tanto en el conjunto de fallas representado, como en la división del conjunto de filitas-cuarцитas-esquistos en los diferentes niveles del sector N.

b) *Estructura alpina.*

Llopis (1942b, 1947) describe el conjunto del macizo del Tibidabo junto con el Llano de Barcelona como un bloque limitado por fallas que ha quedado segmentado en 'dovelas' por diversas fallas. Distingue tres escalones que descienden hacia la fosa mediterránea:

'Primero. Escalón de la línea de cumbres, situado a 500 m y basculado al NW.

Segundo. Escalón de Vallcarca, basculado al SW y bipartido por la falla de Horta. Altura máxima: 300 m; su región sudoccidental está cegada por el cuaternario.

Tercero. Escalón tridovellar del llano de Barcelona, situado entre los 50 m y el mar, una de cuyas subdovelas constituye el horst de Montjuïc.'

ESTRUCTURA DEL MARGEN CONTINENTAL CATALÁN.

Estructuralmente, el Margen Catalán es un margen continental pasivo y extensivo en el que la corteza continental ha sido fuertemente adelgazada (22 a 32 km, contra los 32 a 40 km en el área continental emergida). Banda (1996), presenta un perfil de sismica de refracción del Surco de Valencia entre las Cadenas Costeras Catalanas y Mallorca (Figura 4), donde se observa que la corteza en las Cadenas Costeras alcanza un espesor máximo de 32 km, ascendiendo hasta los 15 km en el centro del Surco.

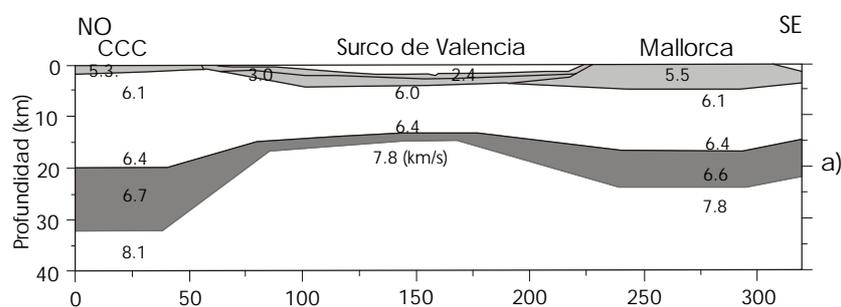


Figura 4. Perfil sísmico de la Corteza en el Surco de Valencia (modificado de Banda, 1996)

La cobertera sedimentaria de edad Neógeno-Cuaternario, con velocidades entre 2.4 y 3 km/s, se halla bien desarrollada entre la costa catalana y el centro del Surco, desapareciendo en el promontorio balear. Bajo estos sedimentos, el conjunto corteza superior (5.3 a 5.5 km/s) - corteza media (6.1 a 6.4 km/s) tiene profundidad variable, desde los 20 km bajo las Cadenas Costeras hasta los 14 km en el centro de la cuenca. La corteza inferior, con velocidad de 6.6-6.7 km/s, se halla fuertemente adelgazada bajo el centro del Surco. Por debajo de la corteza, el Manto Superior presenta velocidades de 7.7-7.8 km/s, lo que indica una zona anómala transicional Corteza-Manto. Torné (1996), interpreta el adelgazamiento de la cuenca, a partir de técnicas de *backstripping 3D*, como una región subsidente amplia con ascenso de márgenes, provocando en el centro una subsidencia de 3.0 a 4.0 km, y un adelgazamiento en un factor de tres.

El Margen Catalán puede dividirse, a partir de las direcciones principales de sus estructuras, en dos sectores: N, desde la Cuenca Provenzal, al N del Cap de Creus, hasta la costa de Palamós, y S, desde este punto hasta Amposta (ver Figura 1).

El sector S, donde se halla enclavada la costa de Barcelona, se caracteriza por tener un sistema de cabalgamientos y fallas de dirección predominante ENE-OSO, sinistral, que resulta tanto de la deformación compresiva durante el Paleógeno como de su reactivación extensiva durante el Oligoceno Superior (Roca et al., 1999a, b). Las fallas afectan tanto al basamento como a la cobertera mesozoica y a los sedimentos del Paleógeno inferior. A partir del Oligoceno superior, la tectónica extensiva invierte el movimiento de las principales fallas, compartimentando el área en un conjunto de bloques de dirección ENE-OSO basculados hacia el NO.

Las zonas deprimidas de estos bloques generan las cubetas de El Camp, Tarragona, Barcelona, Sant Feliu y Vallés-Penedès, con rellenos superiores a los 4000 m de sedimentos del Oligoceno Superior a la actualidad.

La cubeta o semifosa de Barcelona, situada frente a la zona de estudio, se ha generado por una gran falla, de 140 km de longitud, entre Garraf y Sant Feliu de Guíxols, donde desaparece cerca de la falla de Begur.

Presenta salto variable, con un mínimo menor de 2 km en los extremos, y dos depocentros, uno frente Sant Feliu, de 4 km, y otro frente a Barcelona, de 6 km. Dado que la falla afecta a la cobertera mesozoica con un salto adicional de 2,5 km, el salto total es de unos 8.500 m.

Su estructura interna se observa en la Figura 5. En el bloque inferior (N), el basamento acústico aparece poco deformado y emerge en superficie, formando las Cadenas Costeras Catalanas.

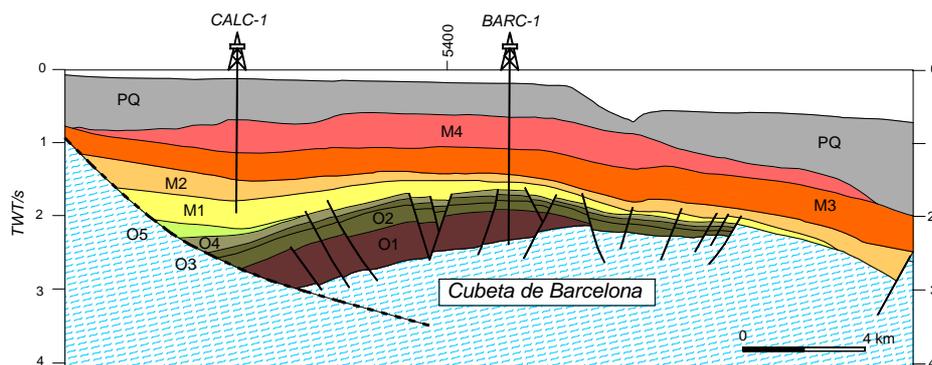


Figura 5. Estructura de la Cubeta de Barcelona (Roca et al., 1999a).

En el bloque superior (S), el basamento *acústico* está completamente sumergido, entre 0.5 y 6 km, siendo deformado por fallas normales y pliegues u ondulaciones, de orientación preferente NE-SO a E-O. Buza inclinado hacia la falla de Barcelona con algunos bloques elevados provocados por el conjunto de fallas normales, de manera que los sedimentos, al depositarse sobre esta estructura, se disponen como un sinclinal y un anticlinal orientados ENE-OSO. Según su variación de potencia y relación con las fallas, podemos distinguir tres conjuntos dentro de los sedimentos de relleno: O1 a O4 son pre-extensivos; O5 a M1 es *sin-rift*, y el grupo superior es *post-rift*.

La historia geológica de esta cubeta, a partir de la relación tectónica-sedimentación, se puede resumir de la siguiente manera (Roca et al., 1999a):

En el estadio pre-extensivo, se desarrolla una cuenca sedimentaria en el *offshore* actual limitada por el noroeste por un relieve contractivo, con transporte de sedimentos en dirección longitudinal (NE-SO).

El estadio *sin-rift* tiene lugar desde el Oligoceno superior hasta el Burdigaliense inferior, formando los horst y grabens como consecuencia de las fallas NE-SO. La sedimentación se restringe a los grabens y el transporte es en dirección transversal.

En el estadio *post-rift*, desde el Burdigaliense superior hasta la actualidad, se atenúa la actividad tectónica y los sedimentos recubren todos los relieves con potencia constante. El límite entre el *sin-rift* y el *post-rift* se puede establecer de manera transicional entre el Burdigaliense inferior y el Langhiense inferior, sin formación de discordancia regional.

4.5. Síntesis cartográfica de la geología de Barcelona

Con el fin de poder correlacionar las anomalías gravitatorias detectadas con la estructura geológica del área de estudio, se ha planteado la realización de un mapa geológico de síntesis a escala 1:25000 (Anexo 4) que proporcione el detalle requerido. Hemos recopilado la numerosa información, tanto en forma de artículos y mapas geológicos regionales y locales, como los sondeos y catas proporcionados por las compañías geotécnicas que trabajan en Barcelona. Se ha llevado a cabo una comparación minuciosa para localizar aquellas litologías y estructuras que han sido claramente distinguidas por los autores, y soslayar aquella información que pueda ser dudosa, por la escasa calidad de los afloramientos o por la dificultad en la interpretación de estructuras aisladas.

El mapa geológico se ha realizado utilizando como base las siguientes cartografías:

- Topografía:
 1. Modelo Digital del Terreno, con espaciado entre nodos de 45 m, proporcionado por el Institut Cartogràfic de Catalunya.
 2. Ortofotomapas escala 1:25000, hojas 420-2-1, 420-2-2 (1996), 421-1-1 (1998), 421-1-2 (1992) y 448-2-1 (1992)
 3. Cartografía escala 1:5000, Corporación Metropolitana de Barcelona.
 4. Cartografía escala 1:2000, Institut Cartogràfic de Catalunya.

- Geología:

5. Mapa geológico escala 1:40.000 de Almera (1891)
6. Mapa geológico del Llano de Barcelona de Rubio y Kindelán (1910)
7. Mapa geológico de Collserola de San Miguel (1929)
8. Mapa geológico de las facies metamórficas de Collserola de Vaquer (1972)
9. Mapas geológicos de Barcelona, Hospitalet de Llobregat y Prat de Llobregat, escala 1:50.000, de IGME (1975a, b, c)
10. Mapa geotécnico de Barcelona, Ventayol et al. (1978) y Ventayol (2001)
11. Mapa de afloramientos del Triásico del Monte Carmelo, Cabrera y Santanach (1979)
12. Mapa geológico del Parque Güell y alrededores, de Valenciano y Sanz (1981)
13. Mapa geológico de Collserola de Ibarguchi y Julivert (1988)
14. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes, escala 1:200000, Hoja 35-42E (Barcelona), IGME (1989)
15. Columnas de sondeos y catas de Batlle y Mascareñas Geoprojectes S.L.
16. Columnas de sondeos de Bosch i Ventayol Geoserveis, S.L.

El Institut Cartogràfic de Catalunya nos ha cedido para este trabajo una matriz digital topográfica, en una ventana de coordenadas (en km):

X (UTM) : 390.000 - 460.020

Y (UTM) : 4560.000 - 4626.015

con un intervalo de malla de 45 m, con un total de 2.285.676 puntos, cubriendo un área de 462.849,39 HA, y presentando las alturas una desviación estándar de 1 m.

En la actualidad, ha disminuido la disponibilidad de afloramientos debido a la intensa urbanización. Por ello, los mapas antiguos nos muestran

información que hoy ya no es verificable en superficie, siendo necesario correlacionarla con los numerosos datos de sondeos. En estos casos, la testificación puede haberla realizado directamente el sondista, sin los conocimientos adecuados de geología, por lo que los sondeos nos brindan únicamente una descripción sucinta de las rocas principales, sin proporcionarnos datos de detalle que permitan determinar con precisión la capa de la que han sido tomados. Aún así, la información que proveen es inestimable, a falta de mayores o mejores datos de superficie.

De las cartografías disponibles, la primera que proporciona datos de gran importancia sobre las rocas en profundidad, es la de Rubio y Kindelán (1910), en la que se describen los sondeos de carácter hidrológico testificados, habiendo cortado en diversos puntos el techo del plioceno y del mioceno (el sondeo más profundo llegó a los 173.87 m).

Las mayores discrepancias detectadas entre las distintas cartografías se dan en la disposición de los materiales paleozoicos. Por ello, presentamos una descripción de las diferencias encontradas, dividiendo los afloramientos en dos sectores, dadas las distintas características de ambos:

- Área de Collserola.

Esta zona, presenta gran complejidad estructural y sedimentaria, tanto por el intenso plegamiento que ha afectado a los materiales ordovícicos - silúricos, generando tres fases de deformación, como por los numerosos niveles de pequeño espesor carbonatados y volcanosedimentarios intercalados entre la serie. Asimismo, todo el conjunto ha sido afectado por un metamorfismo de contacto, que ha generado nuevas litologías.

Las cartografías disponibles de la zona difieren ligeramente entre sí, dependiendo de los criterios litológicos o estructurales elegidos. Dada la ausencia de fósiles en la serie pre-silúrica, no se ha podido datar con

precisión, aunque se puede establecer una edad del límite Caradoc-Ashgill por comparación de los niveles carbonatados-volcanosedimentarios con la serie del Montseny - Guillerries, de características similares (Ibarguchi y Julivert, 1988). Las cuarcitas pueden ser equivalentes a las cuarcitas de Bar del Pirineo, así como las pizarras corresponder a la Formación Ansovell.

San Miguel (1929), incluye una cartografía del macizo de Collserola entre Las Planas y Barcelona, en la que distingue las unidades metamórficas, desde el contacto con el granito hacia el exterior: micacitas y pizarras maclíferas (quiasolita), filitas nodulosas y mosqueadas, filitas satinadas y cuarcitas, con dirección NE-SW. Entre estas litologías, distingue una franja de 'silicatos cálcicos y ferro-magnésicos', en dirección E-W, que puede dar ya una indicación de la dirección de estratificación regional. En cuanto a la edad de los materiales, discute la edad cámbrica hasta entonces admitida, para presentar la semejanza de las pizarras maclíferas con los 'filadidos ampelíticos gotlandienses' (silúricos) de Santa Creu d'Olorde, lo que le lleva a situar el conjunto de estos materiales con toda probabilidad al gotlandiense.

Vaquer (1972), distingue numerosos niveles de corneanas silíceas y cuarcitas dentro de la franja de corneanas, mientras que IGME (1975a) divide esta misma franja en dos sectores: W, con esquistos moteados, y E, de esquistos moteados con cordierita. Por último, Ibarguchi y Julivert (1988), presentan dos mapas de las isogradas en rocas pelíticas/psammíticas y en carbonatadas/calcosilicatadas. Se observa un máximo metamórfico con granate al SE del Tibidabo, en las proximidades de Barcelona; una amplia franja de Cordierita-Andalucita de contacto, y una pequeña zona junto a Vallvidrera de biotita de contacto, superpuesta a la biotita regional.

La franja de corneanas calcosilicatadas muestra diferente disposición según el autor. Así, Mientras San Miguel (1929) y Vaquer (1972) distinguen un área similar, aunque en el segundo caso limitada por fallas en Vallvidrera y dividida en un sector de corneanas y otro de esquistos, IGME (1975a),

reconoce una superficie mucho menor al mismo afloramiento, limitado asimismo por una falla de gran longitud. Por otra parte, Iburguchi y Julivert (1988), cartografían los distintos niveles que forman la serie volcanoclástica y sedimentaria, con una extensión mayor, dado que incluyen los niveles no afectados por metamorfismo, y no reconocen ninguna fractura que seccione este nivel.

La mayor discrepancia entre autores se halla al NE de Sant Just y Esplugues. IGME (1975a) da una edad silúrica para los esquistos con grafito, dando como ordovícicos los esquistos moteados con cordierita circundantes, y separados entre sí mediante contacto mecánico por una falla. Iburguchi y Julivert (1988), marcan una amplia franja de pizarras negras silúricas rodeadas por pizarras s.l., allí donde Vaquer (1972) distingue filitas y esquistos moteados, con un núcleo anticlinal de cuarcitas en Sant Pere Màrtir. Únicamente distingue un pequeño afloramiento de esquistos con grafito limitado por una falla, en la carretera de Las Aguas, al N de la localidad antes citada. La franja de filitas y esquistos moteados coincide con la isograda de Cord/And (+) de los primeros autores.

En esta síntesis, se ha optado por distinguir dentro de los esquistos moteados la franja de pizarras grafitosas, que localmente se presentan quistolíticas.

El paleozoico superior, ha quedado aislado por la erosión en afloramientos de escasa extensión (El Papiol, Sant Bartomeu - Molins de Rei -, Santa Creu d'Olorde, zona de Gavà a Begues, Brugués, Montcada). A pesar de los numerosos trabajos llevados a cabo en estas localidades, hay pocas cartografías disponibles: Santa Creu d'Olorde ha sido estudiado por Marcet (1960), Suñer (1957), Llopis Lladó et al. (1969) y García López (1990), aunque solo los trabajos de Marcet y García López presentan mapa geológico; Schriel (1929) y Marcet (1933) analizaron el afloramiento de El

Papiol, mientras que el cerro de Montcada, ha sido estudiado por Vía Boada (1964) y Casado, J.M. (1993).

- Los *Serrats de la Rovira*.

Los afloramientos dentro de Barcelona han sido investigados por diversos autores, no habiéndose llegado a una cartografía unificada, debido a los diferentes criterios seguidos para definir las litologías. El caso más problemático lo presentan las cartografías a escala 1:50.000 del IGME, en las que en las hojas de Barcelona (nº 421) y Prat de Llobregat (nº 448), no coinciden los afloramientos de los materiales de edades silúrico a carbonífero, entre sí.

Los afloramientos de la Creueta del Coll y Monte Carmelo han sido cartografiados en 1981 por A. Valenciano y F. Sanz. En su mapa, se observan diferencias con el trabajo de Cabrera y Santanach (1979), dado que éstos presentan afloramientos de calizas devónicas y conglomerados del Culm, en puntos próximos a la ermita del Coll, donde los primeros autores describen únicamente las arcillas y areniscas rojas triásicas. Estas diferencias pueden ser debidas a la escala de trabajo, menor en el caso del artículo de Valenciano y Sanz, que requirió de una simplificación del detalle. Asimismo, en el camino del Parc Güell, se pueden encontrar, en el contacto con las calizas y dolomías devónicas, las areniscas y microconglomerados del Culm, que no quedan reflejadas en trabajos anteriores (Valenciano y Sanz, 1981, IGME, 1975a, 1975b). Carmona (1987), cita asimismo la presencia, en el Parc Güell, de las liditas y pizarras silíceas basales, en contra de lo indicado por IGME (1975a).

Ventayol (2000), modifica la edad del afloramiento de Nuestra Señora del Coll, dándole edad Carbonífero, al contrario que Valenciano y Sanz (1981), y reduciendo la extensión del afloramiento triásico a una pequeña mancha junto a la ermita. De todos modos, como se refleja en el trabajo de Cabrera y

Santanach (1979), la estructura en detalle es mucho más compleja a causa de repeticiones tectónicas, aunque hoy es imposible de determinar a causa del recubrimiento urbano.

5. ANÁLISIS DE GRADIENTES DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO

5. ANÁLISIS DE GRADIENTES DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO DEL TERRENO

5.1. Introducción.

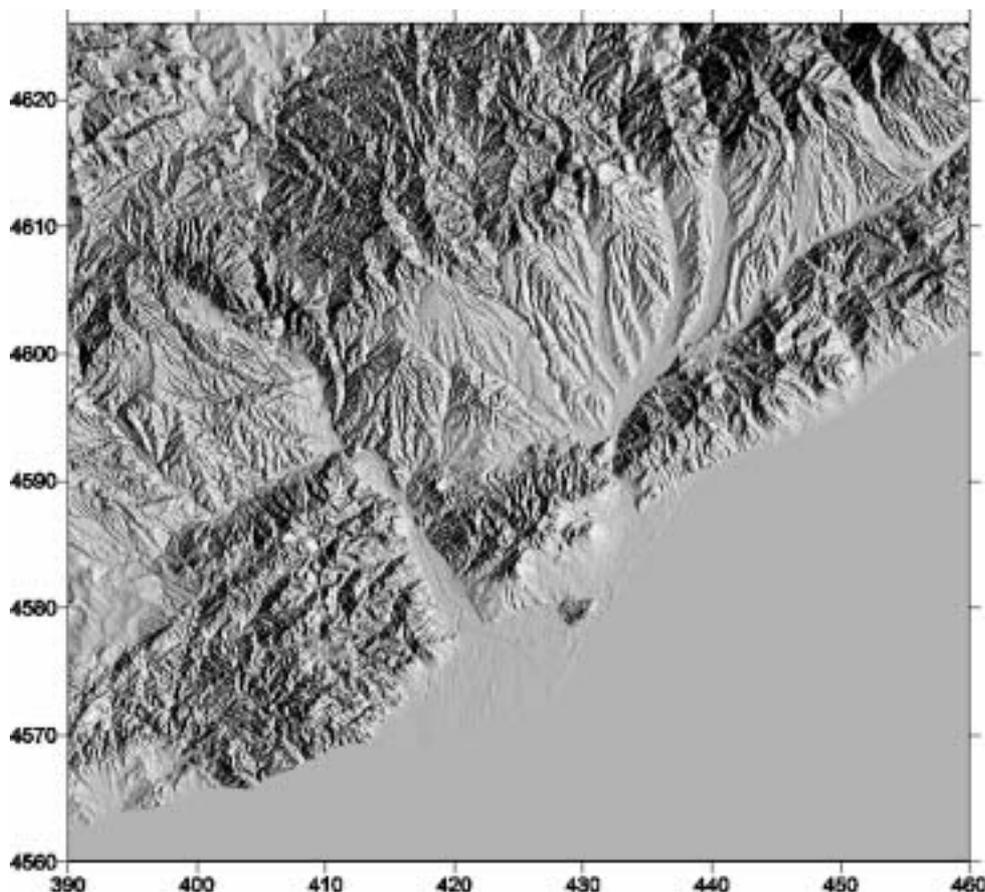


Figura 6. Modelo Digital del Terreno de Barcelona y alrededores (©Institut Cartogràfic de Catalunya, ICC)

Para poder efectuar las oportunas correcciones topográficas (ver capítulo §7.3), el Institut Cartogràfic de Catalunya nos proporcionó un Modelo Digital del Terreno con los nodos a 45 m de paso de malla (figura 6). De este modelo, hemos extraído una ventana de trabajo, correspondiente al área de estudio, con el fin de analizar la superficie topográfica y ver si existen cambios que indiquen la presencia de estructuras enterradas que tengan relación con las que encontremos mediante la gravimetría.

A partir de la ventana de trabajo seleccionada, hemos realizado el filtrado y procesado del Modelo Digital del Terreno, con objeto de resaltar aquellas morfologías difícilmente distinguibles en el Llano de Barcelona.

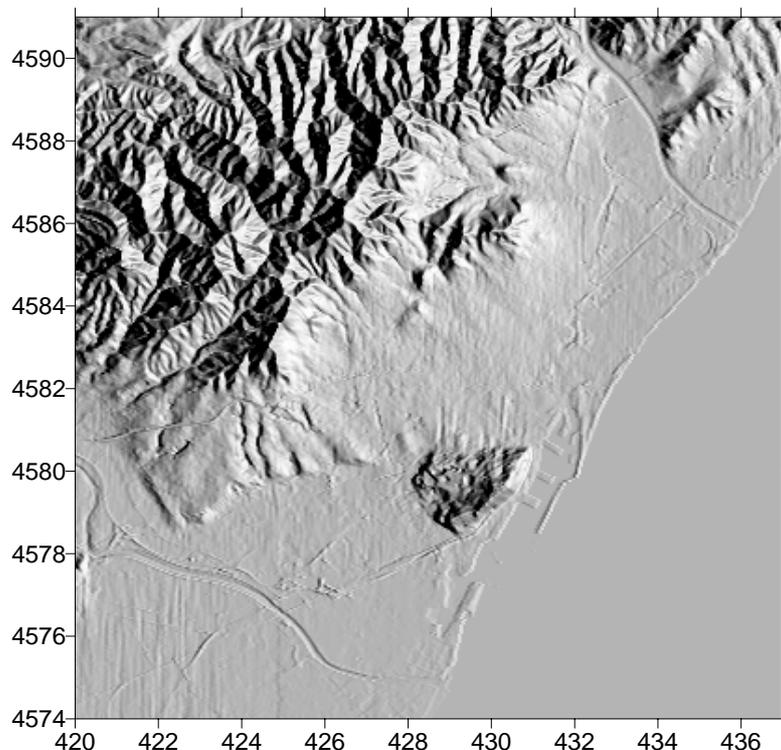


Figura 7. Sector del MDT de la ciudad de Barcelona

El modelo digital del terreno (figura 7) muestra en la desembocadura del Delta del Llobregat y en el Llano de Barcelona un conjunto de líneas paralelas de dirección N-S, que corresponden a *artefactos*, generados durante el proceso de realización del MDT a partir de las cotas superficiales, y que enmascaran aquellos rasgos del terreno de interés para este estudio. Los *artefactos* en las imágenes pueden ser eliminados mediante la aplicación de filtros digitales adecuados (Ej. Townsend et al., 1981; Schowengert, 1983; Carr, 1995; Pinilla, 1995), de manera que para este estudio hemos llevado a cabo el proceso de filtración para eliminar o minimizar en la medida de lo posible los errores.

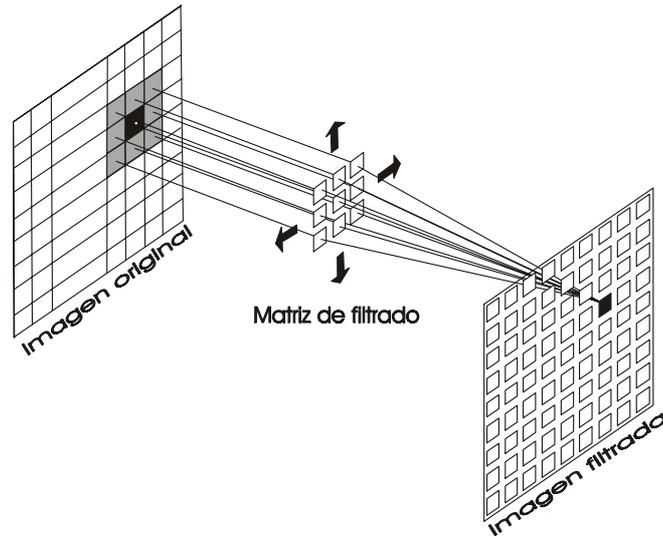


Figura 8. Matriz deslizante de filtrado digital de imágenes (Pinilla, 1995)

El filtrado de imágenes del terreno consiste en una transformación de las celdas de la imagen mediante operadores locales (Pinilla, 1995), de forma que cada celda es función de las celdas de su entorno, sin modificación de las coordenadas (figura 8). El filtro es una operación de convolución de la imagen original con la función de respuesta del filtro, de la forma:

$$z' = h(u, v) * z(x, y)$$

es decir:

$$z'(x, y) = \int \int_{-\infty}^{+\infty} h(u, v) f(x+u; y+v) dx dy$$

El filtro consiste en una matriz deslizante, de dimensión $(2g+1) \times (2h+1)$. Por ello, la ecuación anterior puede ponerse:

$$z'(m, n) = \sum_{k=-g}^g \sum_{l=-h}^h w(k, l) f(m+k, n+l),$$

siendo m y n las filas y columnas de la matriz imagen resultante,
 w los coeficientes de peso, y
 $[-g, g] \times [-h, h]$ la ventana del filtro. Suele utilizarse una ventana cuadrada (es decir, $g = h$).

Cuanto mayor sea la ventana y los pesos de las celdas contiguas, mayor será el filtrado de la imagen.

Suele utilizarse una matriz de 3×3 elementos:

$$\begin{bmatrix} w_{11} & w_{12} & w_{13} \\ w_{21} & w_{22} & w_{23} \\ w_{31} & w_{32} & w_{33} \end{bmatrix}$$

que da una imagen de la forma:

$$\begin{aligned} z'(m,n) = & w_{11}z(m-1,n-1) + w_{12}z(m,n-1) + w_{13}z(m+1,n-1) + \\ & + w_{21}z(m-1,n) + w_{22}z(m,n) + w_{23}z(m+1,n) + \\ & + w_{31}z(m-1,n+1) + w_{32}z(m,n+1) + w_{33}z(m+1,n+1) \end{aligned}$$

Dependiendo del tipo de modificación a realizar, podemos tener, entre otros, los siguientes filtros:

1. Filtro de paso bajo: elimina los componentes de alta frecuencia, permitiendo el paso de los de baja. Sirve para eliminar el ruido o bandeo de la imagen. Los más utilizados son:

$$\frac{1}{9} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad \frac{1}{10} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad \frac{1}{16} \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 2 & 4 & 2 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}$$

2. Paso alto: es el efecto contrario, reforzando las altas frecuencias. Se pueden realizar de dos modos: a) sumando a la imagen original la diferencia entre ella misma y la producida por un filtro de paso bajo, o bien b) mediante la aplicación de matrices o ventanas de filtrado (filtros de refuerzo de bordes, o *edge enhancement*). Tenemos, por ejemplo, el *filtro laplaciano*:

$$\begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}$$

3. Filtro de mediana: es un filtro de paso bajo no lineal , que suprime el ruido, respetando los bordes. La ventana irá cambiando de coeficientes según vaya desplazándose:

$$w_{k,z_{ij}} \begin{cases} \forall & -\frac{m-1}{2} \leq i \leq \frac{m-1}{2} \\ \forall & -\frac{n-1}{2} \leq j \leq \frac{n-1}{2} \end{cases}$$

siendo $k = (i-1)m+j$, donde m es una matriz unidimensional.

4. Filtros direccionales, que tienden a realzar los rasgos lineales, primando determinadas direcciones. Por ello, los coeficientes dependerán de la dirección o sentido elegido, y se crearán ortogonales a las direcciones lineales (Carr, 1995). Son filtros de gradiente anisótropo. Podemos diseñar por ejemplo un filtro que elimine una dirección NE-SW, mediante la matriz:

$$\begin{vmatrix} -0.2 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -0.2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0.8 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -0.2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -0.2 \end{vmatrix}$$

El filtro se ha diseñado ortogonal a la dirección a filtrar, y la suma de todos los factores de ponderación es 0.

5. Filtros para la extracción de bordes, o detectores de contornos.
6. Filtros en el dominio de frecuencias, mediante la transformada de Fourier para pasar del dominio espacial al dominio de frecuencias. Mediante la transformada inversa, una vez hemos realizado la operación que nos interese, volvemos al dominio espacial.

El tipo de ruido presente en la imagen es del tipo estacionario periódico de alta frecuencia (Schowengert, 1983), por lo que hemos aplicado distintos filtros de paso bajo en el dominio espacial. Esto puede llevar a una cierta pérdida en la información de la imagen, especialmente en aquellas características cuya frecuencia sea similar a la del ruido sobrepuesto. Por ello, hemos seleccionado el filtro de paso bajo de $1/9$, que es el que ha dado la imagen más clara perdiendo el mínimo de información. La aplicación de filtros de paso alto direccionales provocó la difusión de la imagen, con la correspondiente pérdida de resolución del relieve.

Un Modelo Digital del Terreno permite extraer información sobre la morfología superficial, bien sea resaltando cambios de pendiente, lineaciones de origen sedimentario o estructural, líneas de flujo hídrico, etc. Con este objetivo, una vez filtrada la imagen del MDT de Barcelona, hemos llevado a cabo un estudio de los gradientes máximos, que permita resaltar aquellas morfologías en el Llano de Barcelona difícilmente distinguibles visualmente en un mapa convencional, y que puedan reflejar estructuras tectónicas o sedimentarias de interés para este estudio: fallas que afecten al Cuaternario, que puedan enlazarse con las fallas localizadas a partir de la gravimetría; variaciones en el sustrato rocoso que se marquen como cambios en la disposición del Cuaternario, etc.

El gradiente se define como la pendiente máxima de una superficie, e implica la dirección de la pendiente más abrupta (Watson, 1992). Se describe por un vector perpendicular al plano tangente a la superficie

5.2. Resultados

El cálculo se ha realizado mediante la suma vectorial de la diferencia entre las alturas del nodo $N_{(x,y)}$, en una posición (x,y) y cada uno de los nodos circundantes de una matriz de 3×3 ($N_{(x-1,y-1)}$, $N_{(x,y-1)}$, ..., $N_{(x+1,y+1)}$). Cada diferencia, proporciona un vector, que se suma al vector de gradiente del siguiente nodo, y así sucesivamente. La suma vectorial de todas las diferencias, da un vector cuyo módulo indica el gradiente, y su dirección con respecto al N, la dirección opuesta de máximo gradiente en el punto considerado. En la Figura 8 se presentan los resultados del proceso de filtrado y cálculo de gradientes, mediante imagen sombreada. Las imágenes sombreadas permiten una visualización rápida de los rasgos más destacables de un modelo del terreno, aunque pueden sesgar la información según el método de cálculo y la dirección de iluminación empleadas. Hobbs (1999), presenta un método automático para determinar, a partir del procesado de los parámetros de imágenes RGB –tono, brillo, saturación, y condiciones de iluminación-, la mejor representación de las variaciones de pendiente y continuidad del terreno.

En la primera imagen (Figura 9A), se muestra el Modelo Digital del Terreno original. A este, se le aplicaron diversos filtros, de los cuales el que dio la imagen más limpia sin pérdida de resolución fue uno de paso bajo con coeficientes de 1/9. Posteriormente, se realizó el cálculo de gradientes sobre el MDT en bruto (Figura 9B), de manera que el filtrado se realizara *a posteriori*. En las Figuras 9C y 9D, se han realizado procesados con filtros de 2/10 y 1/9, respectivamente, observándose que la última imagen es la de mejor calidad.

En el modelo filtrado del terreno, podemos distinguir tres áreas con distintas características en la variación del gradiente:

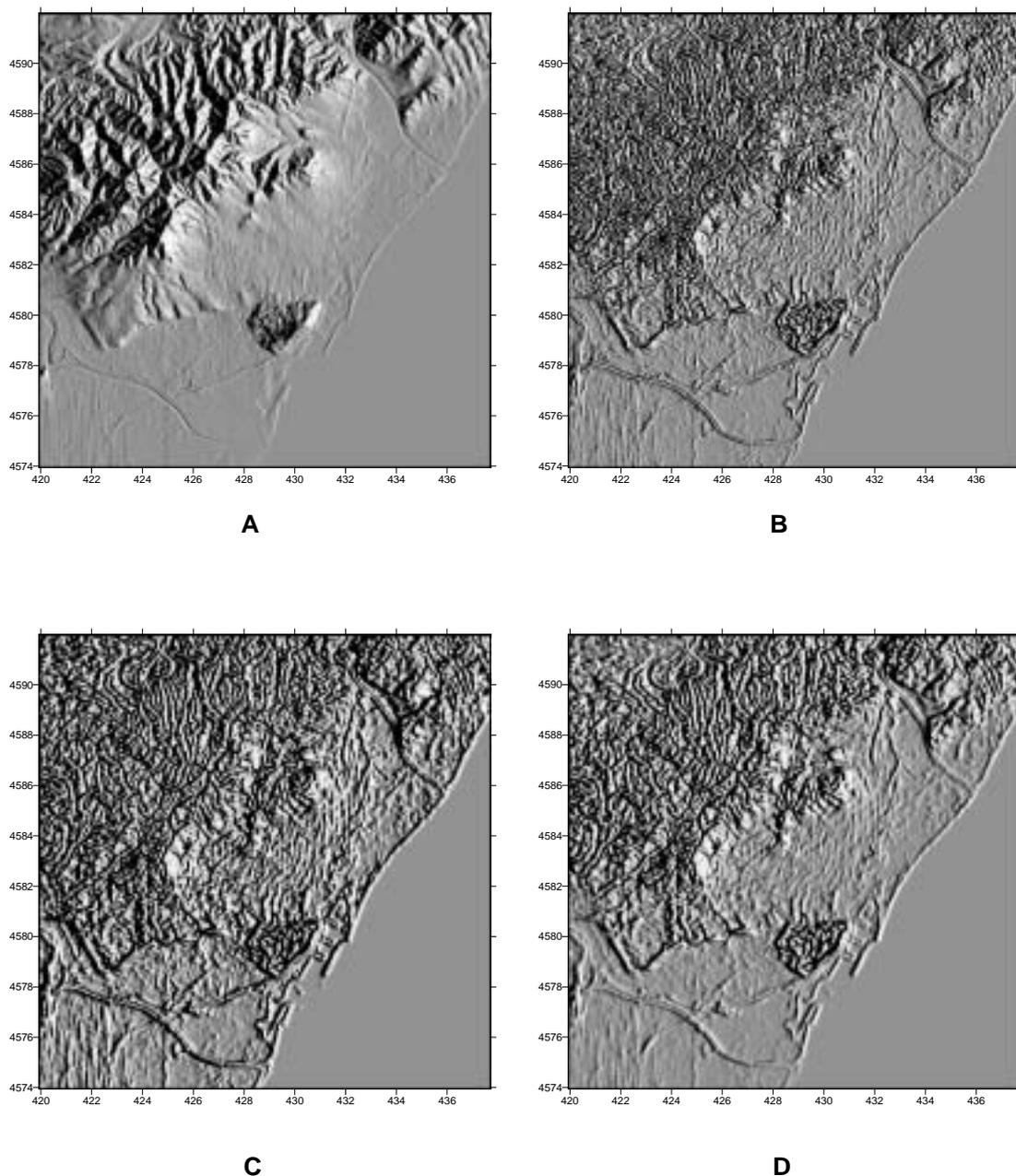


Figura 9. Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio y ejemplos de tratamiento. A) MDT sin filtrar; B) Mapa sombreado de gradientes sin filtrar; C) Mapa de gradiente con filtro de paso bajo y coeficientes 2/10; D) Id, con coeficientes de 1/9.

El área del macizo de Collserola y *Serrats* de la Rovira se distingue por una elevada rugosidad provocada por una distribución pseudoaleatoria de los gradientes máximos (el cerro de Montjuïc presenta, en menor medida, características similares). Esta distribución viene generada por las direcciones pseudoaleatorias de pendientes a favor una red de drenaje

encajada en unos materiales homogéneos, como son las pizarras y esquistos ordovícicos.

En el *Pla* de Barcelona, se distinguen dos sectores de *facies* claramente diferenciada: a) un terreno prácticamente sin rugosidad (entendiendo por tal en este caso los máximos provocados por zonas de fuerte gradiente), correspondiente a los sedimentos de los deltas de los ríos Besós y Llobregat, con el cauce del río y algunas alineaciones debidas a calles, como únicas morfologías destacables; b) una franja, entre Collserola y la cicatriz erosiva del delta del río Besós, con morfología fuertemente irregular formada por alineaciones de forma ondulada o sinusoidal, de dirección aproximada NE-SW, emplazadas en los coluviones del Cuaternario antiguo (Pleistoceno) del llano de Barcelona (Figura 9D).

Para comprobar de manera cuantitativa la presencia de estas morfologías, hemos calculado el histograma de frecuencias de los ángulos de dirección de los vectores de gradiente máximo. Para ello, hemos individualizado cada sector, separándolo en polígonos independientes, de manera que engloben únicamente terrenos de una misma *facies*. Se ha calculado entonces el histograma de los vectores que se hallen en el interior del polígono correspondiente. Los histogramas se han presentado en forma de gráfica de rosa, con objeto de presentar de manera más realista las direcciones principales.

En la Figura 10 se muestran las gráficas de los materiales paleozoicos (A, Collserola), (B) cuaternario reciente del delta del río Besós, (C) delta del río Llobregat y (D) Pleistoceno del Llano de Barcelona. Los resultados son claramente diferentes para los cuatro conjuntos de terrenos:

En el caso de las pizarras paleozoicas, la gráfica muestra una distribución prácticamente circular (a excepción de un haz de direcciones, en sentido NW), indicativa de una variación pseudoaleatoria de los gradientes. El Delta del Besós, presenta un máximo amplio disperso entre 140° y 180° , y

gradientes en direcciones preferentemente hacia el S. El Delta del Llobregat se halla afectado aparentemente por los artefactos en el fichero, que son los responsables de los picos en las direcciones N-S y E-W, aunque se marca débilmente un máximo superpuesto a los anteriores, de dirección 340° . Los sedimentos Pleistocenos, por el contrario, presentan un máximo bien caracterizado de dirección 160° con una dispersión de unos 70° .

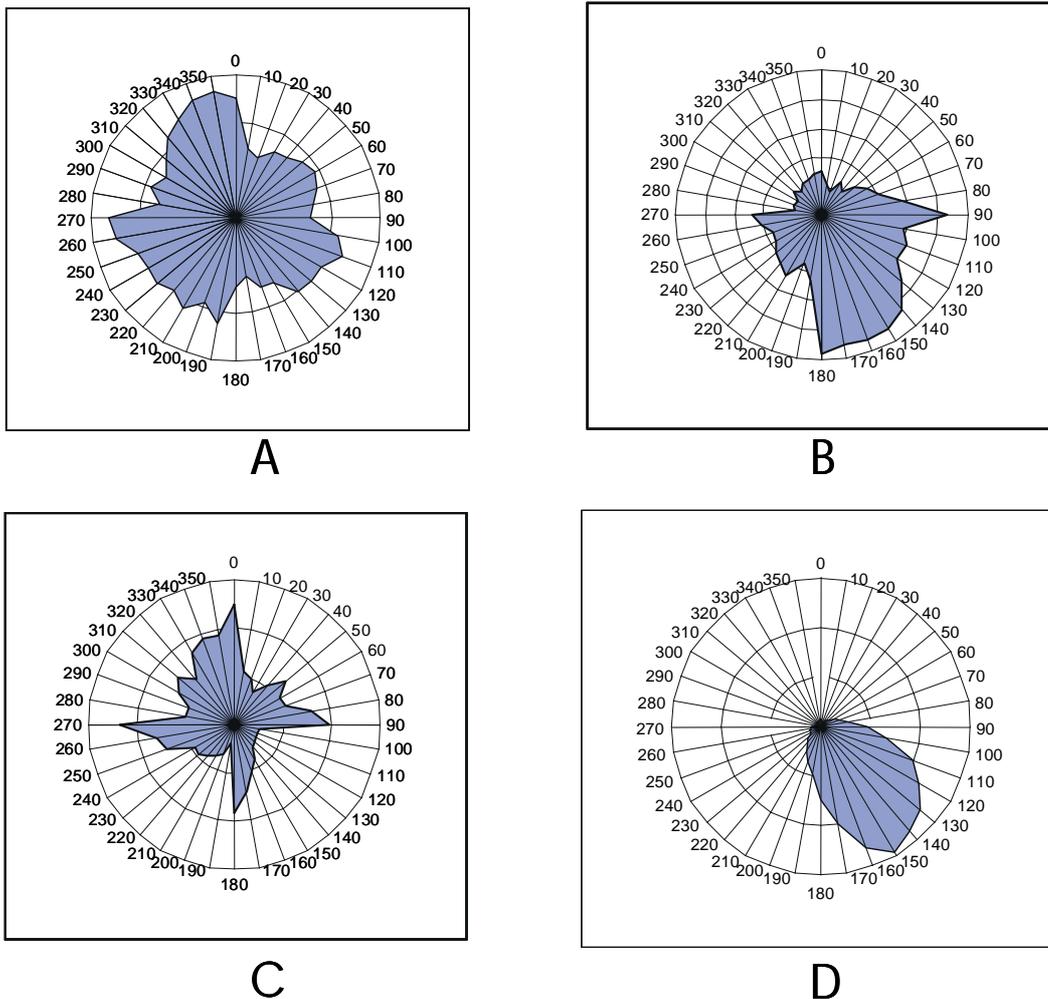


Figura 10. Histogramas en rosa de las direcciones de gradiente para los materiales: A) Pizarras paleozoicas; B) Delta del Besós; C) Delta del Llobregat; D) Pleistoceno del llano de Barcelona

Observamos pues que solo se marcan estas estructuras en los sedimentos pleistocenos (*Triciclo*). Dadas sus características: posición exclusiva en los sedimentos pleistocenos; dirección 160° , y por tanto correspondiente a taludes de dirección 70° ; forma sinusoidal y afectando a cambios de

pendiente muy poco pronunciados (no observables a escala cartográfica), creemos que la hipótesis más posible sobre su origen es la de taludes asociados a conos aluviales procedentes de Collserola.

6. PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

6. PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

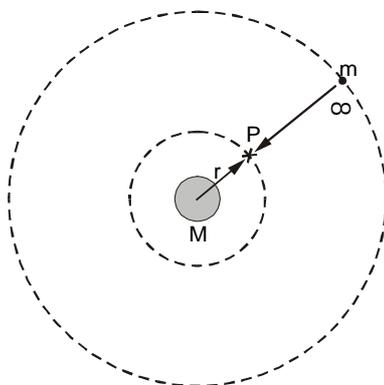
6.1. Introducción

La prospección gravimétrica realiza el análisis de la variación del campo gravitatorio, basándose, por tanto, en un campo potencial. Al contrario que en otros métodos, tales como la sismica (que permiten el reconocimiento de cada una de las estructuras que generan las anomalías), en gravimetría la respuesta es la suma de las contribuciones de cada una de las fuentes. Por ello, como en cualquier técnica de campo potencial, hay una multiplicidad de posibles estructuras que pueden provocar la misma anomalía, según la relación entre los parámetros que afectan al campo analizado.

Para evitar o disminuir esta ambigüedad, se requiere la comparación de los modelos obtenidos con información a partir de otras fuentes, como otros métodos geofísicos, sondeos, catas, etc.

6.2. Fundamentos

Como ya hemos visto, la prospección gravimétrica se basa en el estudio de las variaciones de la gravedad. A partir de las dos leyes de Newton:



$$1^{\text{a}} \text{ ley: } F = \frac{G \cdot M \cdot m}{r^2}$$

$$2^{\text{a}} \text{ ley: } F = m \cdot g$$

donde, $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$

$$\text{obtenemos: } g = \frac{G \cdot M}{r^2} .$$

Figura 11. Potencial gravitatorio

De aquí se obtiene que la aceleración (g), es independiente de la masa sobre la que actúa.

El potencial gravitatorio ϕ , debido a una masa puntual m en un punto dado P , a una distancia r de m (Figura 11), es el trabajo necesario por la fuerza gravitatoria para mover una masa unitaria desde el infinito (es decir, un punto lejano), hasta la posición final P (Sharma, 1997). Dicho de otra forma, es la energía cinética gastada por el campo de fuerzas F para mover una partícula de un punto a otro (Blakely, 1996):

$$\lambda F = m \frac{dv}{dt},$$

donde λ = constante y dependiente de las unidades.

Si hacemos $\lambda = 1$, y multiplicamos ambos términos por 'v':

$$Fv = \frac{1}{2} m \frac{d}{dt} v^2 = \frac{d}{dt} E \quad (E = mv^2, = \text{energía cinética})$$

Al mover la partícula de P a P_0 , entre t_0 a t , e integrando en t :

$$E - E_0 = \int_{t_0}^t F \cdot v dt = \int_{P_0}^P F \cdot ds = W(P, P_0),$$

siendo ds el desplazamiento horizontal y

W = trabajo para mover la partícula de P_0 a P .

El campo gravitatorio es un *campo conservativo*, es decir, que no depende de la vía seguida, sino de los puntos inicial y final del trayecto (Telford et al. 1990):

$$d\phi = (\nabla\phi) \cdot dr,$$

donde ϕ = potencial, y

dr = desplazamiento de P a Q .

Integrando, para cualquier curva C entre dos puntos P₁ y P₂:

$$\Delta f = f_1 - f_2 = \int_C \nabla f \cdot d\mathbf{l} \quad (d\mathbf{l} = \text{elemento de la curva}).$$

Si C es cerrada, $\phi_1 = \phi_2$ y desaparece la integral. Por otra parte, según el teorema de Stokes,

$$\int_C \mathbf{A} \cdot d\mathbf{l} = \int_S (\nabla \times \mathbf{A}) \cdot d\mathbf{s},$$

siendo \mathbf{A} = vector en una superficie curva, y
 $d\mathbf{s}$ = elemento de superficie

$$\begin{aligned} \nabla \times \mathbf{A} &= \begin{vmatrix} i & j & k \\ \partial/\partial x & \partial/\partial y & \partial/\partial z \\ A_x & A_y & A_z \end{vmatrix} = \\ &= (\partial A_z / \partial y - \partial A_y / \partial z) \mathbf{i} \\ &\quad + (\partial A_x / \partial z - \partial A_z / \partial x) \mathbf{j} \\ &\quad + (\partial A_y / \partial x - \partial A_x / \partial y) \mathbf{k} \end{aligned}$$

Si el rotacional de \mathbf{A} desaparece en todos los puntos, desaparece el lado izquierdo de la ecuación, por lo que \mathbf{A} debe ser el gradiente de un escalar:

$$\mathbf{A} = \nabla \phi$$

Por lo que \mathbf{A} es irrotacional, o el campo es conservativo.

Podremos definir las superficies equipotenciales como aquellas en que:

$$\phi(x, y, z) = \text{constante}$$

Las líneas de campo serán siempre perpendiculares a la superficie equipotencial. La distancia entre éstas, dará la densidad de las líneas, lo que

nos indicará la intensidad del campo (a mayor intensidad, menor distancia entre superficies) (Blakely, 1996).

6.2.1. Principio de superposición y ecuación de Poisson

En geología, las masas que provocan anomalías del campo gravitatorio natural, en muy pocas ocasiones se hallan aisladas. Por ello, se hace necesario conocer cual es la respuesta de un conjunto de masas próximas entre si, con densidades diferentes.

El potencial gravitatorio obedece al principio de superposición: *El potencial gravitatorio de una colección de masas es la suma de las atracciones gravitatorias de las masas individuales* (Blakely, 1996):

$$\begin{aligned}\phi(P) &= \gamma \int_V \frac{dm}{r} \\ &= \gamma \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dV\end{aligned}$$

donde $dm = \rho(x, y, z)$, es un elemento de masa de la masa total;

P = punto de observación;

Q = punto de integración y

r = distancia de P a Q.

$\phi(P)$ es el potencial gravitacional, y g , la aceleración gravitatoria, es un campo potencial.

Kellog (1953) muestra que $\phi(P)$ y $g(P)$ existen y son continuos tanto en el exterior como en el interior de una masa. Además, en el interior, $g(P) = \nabla\phi(P)$.

Según el teorema de Helmholtz, si g satisface $g = \nabla\phi$, y desaparece rápidamente en el infinito, entonces:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \int \frac{\nabla \cdot g}{r} dv$$

teniendo en cuenta que

$$\nabla\phi(x, y, z) = -g(x, y, z)$$

y que

$$\phi(P) = \gamma \int_v \frac{\rho(Q)}{r} dv$$

relacionando las tres ecuaciones, tenemos:

$$\nabla \cdot g = -4\pi\gamma\rho(Q)$$

Como $-\nabla \cdot g = \nabla \cdot \nabla\phi = \nabla^2\phi = 0$ ($\nabla^2\phi = \frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial z^2} = 0$), que es la ecuación

de Laplace, entonces:

$$\nabla^2\phi = 4\pi\gamma\rho$$

que es la denominada *Ecuación de Poisson*.

Del razonamiento anterior, se desprende que el potencial gravitatorio satisface la ecuación de Laplace en el vacío, y la de Poisson en una región que contenga una masa (Telford et al., 1990).

Estas dos ecuaciones tienen importancia fundamental en prospección gravimétrica, porque establecen que varias distribuciones de masa pueden producir el mismo campo potencial en una superficie. Este es el importante dilema de la 'ambigüedad inherente', o como se suele denominar en términos anglosajones, *nonuniqueness*. Como veremos más adelante, cuando

intentemos realizar un modelo interpretativo del campo de nuestra zona de estudio, mediante técnicas de inversión, deberemos acotar y restringir el máximo número de parámetros para obtener un modelo plausible y realista.

Para ello, procederemos a introducir restricciones en el modelo, de tipo geológico (información a partir de sondeos, catas o geología de superficie, y si es posible, de otros métodos geofísicos), así como de tipo analítico (restricción en la libertad de cálculo de la profundidad que alcanza la base de cada prisma, relacionándola con los prismas adyacentes, para evitar profundidades no realistas o absurdas).

6.2.2. Unidades

En gravimetría, la unidad básica de referencia es el Gal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$), en unidades *cgs*. Dado que en prospección esta unidad es excesivamente grande, se utiliza un submúltiplo, el mGal (10^{-3} Gal), o, más recientemente, el μGal (10^{-6} Gal).

La necesidad de unificar las unidades ha llevado a proponer, en el sistema SI, el $\mu\text{m/s}^2$, denominado *unidad gravimétrica*, equivalente numéricamente a 0.1 mGal ($1 \text{ u.g.} = 0.1 \text{ mGal}$, o bien, $1 \text{ mGal} = 10 \text{ u.g.}$). En prospección, sin embargo, esta unidad no se ha acabado de implementar, y sigue utilizándose tanto el mGal, como el μGal , unidades que utilizaremos en este trabajo, con objeto de unificar los resultados con los mapas regionales previamente publicados.

6.2.3. Aparatos de medición de la gravedad: Gravímetros

Los instrumentos de medición de gravedad, pueden clasificarse en tres tipos (Valliant, 1991):

- 1- De medición absoluta: *las medidas* se realizan en unidades fundamentales, extrapolables a estándares nacionales de tiempo y longitud, en cada estación de observación. Ej.: Aparatos de caída libre, péndulos, etc.
 - 2- De medición relativa, con escala absoluta: *las diferencias de gravedad* se miden en unidades fundamentales extrapolables a estándares nacionales de tiempo y longitud. Ej.: péndulos.
 - 3- De medición relativa: *las diferencias de gravedad* se miden en escala arbitraria. Ej.: De muelles y masas.
- Los equipos de caída libre se basan en el cálculo del tiempo de caída de una masa determinada. En los equipos más modernos, el mecanismo de control del tiempo es un sistema de calibrado láser acoplado a un reloj atómico, que controla el tiempo que tarda en caer en el vacío una masa reflectante (Chapin, 1998). Estos equipos alcanzan precisiones de 1 μ Gal, pero, dado que se hallan anclados al suelo, requieren de un sistema de equilibrio que compense las vibraciones sísmicas, y no son útiles para la realización de campañas de prospección gravimétrica.
 - Péndulos: El periodo del péndulo es directamente proporcional a la gravedad. Si el mismo péndulo se mueve a una nueva posición bajo las mismas condiciones, entonces, la tasa entre los dos valores de g es la misma que la tasa de los dos periodos (Reynolds, 1997):

$$g = \frac{4\pi^2}{T^2} LT \quad (L, \text{longitud y } T, \text{ periodo})$$

$$\frac{T_2^2}{T_1^2} = \frac{g_2}{g_1}$$

La diferencia de g es:

$$\delta g = -2g \frac{T_2 - T_1}{T_1}$$

Si se miden los periodos durante 1 hora, se pueden conseguir precisiones de 1 mGal. El problema es que la cuerda del péndulo tiene propiedades no lineales en diferentes localidades (Chapin 1998), por lo que no permite altas precisiones. Con un sistema adecuado de control de tiempo, y un ajuste preciso de la temperatura interior, se han conseguido precisiones, en el péndulo de Gulf, de 100 μ Gal.

- Balanza de torsión: mide variaciones de la componente horizontal de la gravedad, y permite precisiones de hasta 0.001 mGal. Se basa en el efecto de torsión provocado por dos masas suspendidas de un hilo, situadas en los extremos de una barra. Un sistema óptico de lámpara y espejos permite determinar, sobre una cinta de registro, el giro provocado por el efecto gravitatorio de una de las masas, de mayor volumen, sobre la otra.
- Balanzas de muelles: El desarrollo de las balanzas de muelles, ha permitido crear gravímetros más ligeros y precisos, y de rápida lectura.

Se fundamentan en la determinación del cambio de posición de una pequeña masa m , sujeta a un muelle, al cambiar de posición el gravímetro, con el cambio de g_1 a g_2 .

Son instrumentos de medida relativa, por lo que para conocer la gravedad absoluta, han de ser calibrados en una posición de gravedad absoluta conocida.

Los factores que determinan el valor de gravedad son, esencialmente (Chapin, 1998):

- la masa del 'balancín',
- la constante elástica del muelle,
- la longitud del muelle
- la precisión de la medida.

Existen otros factores de carácter instrumental, dependientes del modelo de gravímetro utilizado, que se detallan en el punto § 6.4.11.

Este tipo de gravímetros se rige por la ley de Hooke:

$$\delta l = \frac{m\delta g}{\kappa}, \quad \text{donde } \kappa \text{ es la constante elástica del muelle.}$$

$$\Rightarrow \delta g = \frac{\kappa\delta l}{m}$$

A partir de esta ley, podemos observar que, para que una pequeña variación de g sea distinguible con un muelle de longitud razonable (entre 10 y 30 cm, para que pueda aislarse en una caja portátil), los movimientos de la masa serán excesivamente minúsculos: para un muelle de 10 cm, con una precisión de 10 μGal , se requiere medir desplazamientos de la masa de 10^{-9} m, muy por debajo incluso de la longitud de onda de la luz (380-780 nm). Por ello, se hace necesario incorporar dispositivos que amplifiquen estos movimientos.

Los gravímetros, también pueden distinguirse, según su diseño, en dos tipos:

- 1) Estáticos o estables: son los más sencillos, compuestos de una masa sujeta a un muelle, con algún dispositivo que estabilice el sistema, ya sea un pivote o un sistema eléctrico. Al ser menos sensitivos que los inestables, cada vez son menos utilizados. En estos sistemas, una vez que el dispositivo ha sido perturbado, retornará a su posición inicial.
- 2) Astáticos o inestables: al contrario que en los anteriores, la masa permanecerá en su nueva posición al cambiar de estación. Se permite la acción libre de la fuerza de gravedad sobre la masa, en equilibrio inestable respecto a la fuerza de restauración a su posición inicial. La

inestabilidad la provoca una tercera fuerza que intensifica el efecto de cualquier cambio de gravedad.

La elongación de un muelle dependerá de este cambio de gravedad:

$$\Delta x = \frac{T^2}{4\pi^2} \Delta g, \quad \text{donde } T = 2\pi \sqrt{m/k}$$

Para mejorar las prestaciones del gravímetro, e inicialmente diseñado como sismógrafo, Lucien Lacoste, junto con Arnold Romberg, desarrollaron en 1934 un nuevo tipo de muelle que denominaron de *longitud cero*, el cual es la base del gravímetro LaCoste & Romberg, utilizado en este trabajo (figura 12).

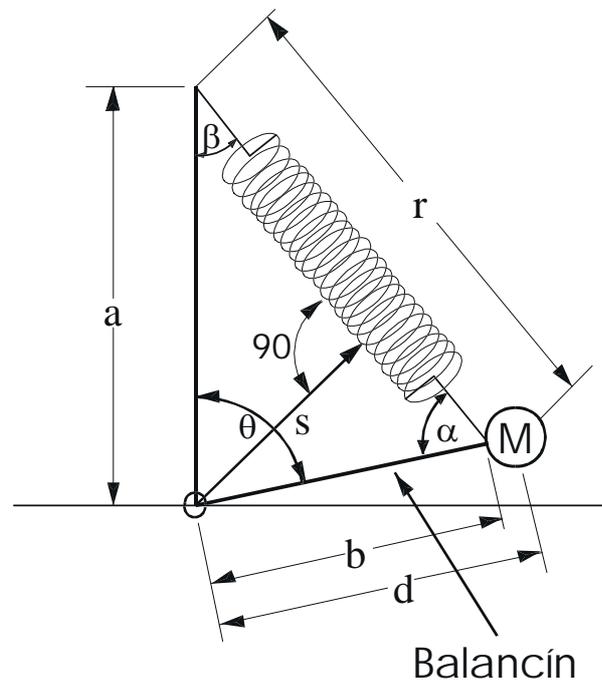


Figura 12. Muelle de longitud cero (LaCoste and Romberg, 1998).

El concepto de *muelle de longitud cero* significa que sin ninguna carga, el muelle se comprime hasta no tener longitud, tal como un muelle en espiral plana. En la práctica, se comprime hasta una longitud mínima.

La torsión total del muelle es la suma de la provocada por la gravedad y por la fuerza ejercida sobre el muelle, $T = T_g + T_m$. La torsión provocada por la gravedad es $T_g = M d \operatorname{sen}\theta$, siendo M la masa y d la distancia de la masa a la bisagra del balancín; la del muelle es $s = a \operatorname{sen}\beta$. La longitud del muelle (r) es $r = \frac{b \operatorname{sen}\theta}{\operatorname{sen}\beta}$, por lo que la torsión debida al muelle (T_m) será igual a

$T_m = -k(r - n)s = kns - kab \operatorname{sen}\theta$. La tensión total será entonces:

$$\begin{aligned} T_0 &= T_g + T_m = \\ &= M d \operatorname{sen}\theta + kns - kab \operatorname{sen}\theta \\ &= kns + (Md - kab) \operatorname{sen}\theta \end{aligned}$$

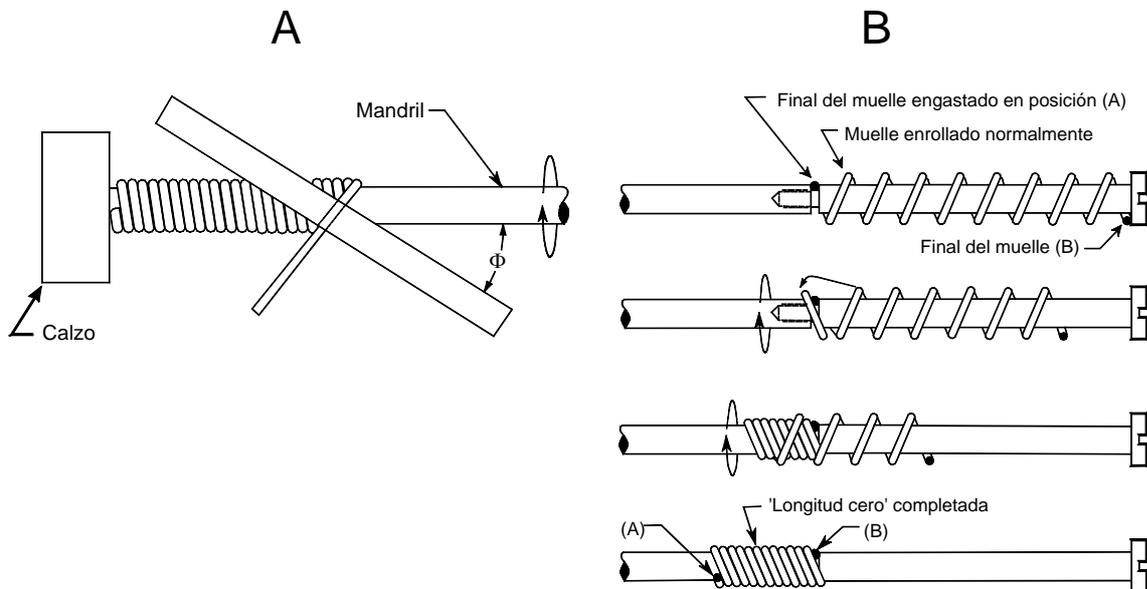


Figura 13 . Fabricación del muelle de longitud cero. A) mediante tensión con ángulo durante el enrollado sobre un eje; B) mediante giro inverso posterior al pretensado (LaCoste and Romberg, 1998).

Se fabrica pretensado (Figura 13), y se caracteriza porque su tensión interactúa en sentido inverso a la fuerza generada por la masa al cambiar de posición. Por ello, el estiramiento del muelle será proporcional al incremento de gravedad. Además, la deflexión será simétrica con respecto al punto de equilibrio, es decir, que tendrá el mismo valor la lectura en sentido positivo

que en negativo, ante el mismo Δg (en sentido inverso) (Dobrin y Savit, 1988).

6.3. Ambigüedades y limitaciones

Tal como se ha visto anteriormente, la principal limitación para la modelización de la fuente que genera una anomalía, viene dada por el Principio de Superposición: *El potencial gravitatorio de una colección de masas es la suma de las atracciones gravitatorias de las masas individuales.*

El campo potencial viene expresado, de forma general, por la ecuación (Blakely, 1996),

$$f(P) = \int_R S(Q) \Psi(P, Q) dV ,$$

donde P es el punto de observación, Q es el punto fuente, $f(P)$ es el campo potencial en el punto P ; R es el volumen ocupado por la fuente causante, $S(Q)$ describe la cantidad física (densidad) en Q , y $\Psi(P, Q)$ es una función que depende de la situación geométrica de P y Q .

Para obtener un modelo de fuente de anomalía gravitatoria, podemos seguir dos líneas de trabajo: 1) método directo, y 2) método inverso.

Por el Método Directo, calculamos $f(P)$ a partir de las funciones $S(Q)$ y $\Psi(P, Q)$, conocidas. Para ello, partimos de un modelo teórico en el que establecemos su geometría y distribución de densidades. Dado que conocemos directamente sus valores, el cálculo directo tiene solución única. La selección inicial de un modelo razonable se realiza con la información geológica disponible y la experiencia del intérprete (Telford et al., 1990). Debido a la falta de información, los modelos suelen ser sencillos, y además los modelos que se ajusten a una determinada anomalía pueden ser

múltiples, variando únicamente la relación entre los contrastes de densidad y volúmenes involucrados.

En el Método Inverso, por el contrario, conocemos las medidas de $f(P)$, y deseamos calcular la geometría y propiedades físicas de la fuente que provoca la anomalía.

Existen tres problemas asociados a los métodos inversos: a) ambigüedad en la solución; b) inestabilidad de los cálculos, y c) construcción de los modelos.

a) El problema de la ambigüedad provoca que las soluciones posibles a una misma anomalía sean múltiples. Blakely (1996), presenta dos medios de solucionarlo:

- hacer suposiciones simplificadoras sobre la fuente, tales como densidad constante en todo el cuerpo, o que se halle extendido infinitamente en una dirección;

- intentar encontrar aspectos de la fuente que sean comunes al conjunto infinito de soluciones.

b) El problema de la inestabilidad, se deduce a partir de la ecuación general 3.1. En esta ecuación, pequeños cambios en $f(P)$ provocan variaciones grandes e irreales en $S(Q)$, por lo que la solución se vuelve inestable.

c) El tercer problema, es la construcción de modelos. Es decir, que para realizar los cálculos minimizando el tiempo de cálculo, la inestabilidad y la convergencia, se proponen distribuciones simples de la fuente, que se alejan de la realidad geológica.

Hay que tener en cuenta además que el campo potencial no es una función lineal de la profundidad, el espesor o la forma de la fuente. Para

simplificar el problema, muchos métodos conllevan suposiciones que transforman el problema como lineal.

Se han seguido métodos muy distintos para intentar modelar la fuente que genera una determinada anomalía. No se puede hacer una única clasificación de las diversas líneas seguidas, porque las aproximaciones al problema provienen de numerosas herramientas matemáticas distintas: mínimos cuadrados, programación lineal y no-lineal, geoestadística, dominios espacial y de Fourier, métodos matriciales, ajuste de cuerpos geométricos, etc; pudiéndose utilizar varias de forma complementaria.

6.4. Anomalías gravitatorias y correcciones

El campo gravitatorio no es homogéneo en la superficie terrestre. Esto es debido tanto a la deformación sufrida por la Tierra por su movimiento giratorio en el espacio, como por las variaciones laterales de densidad de los materiales del subsuelo. Este hecho, comprobado desde el uso de la medición de la fuerza gravitatoria en geodesia, y con objeto de detectar estructuras geológicas de interés en minería y petróleo, llevó al desarrollo de la técnica de prospección gravimétrica, creándose el concepto de *anomalía gravimétrica*.

Los aparatos de medición de la gravedad más utilizados, determinan únicamente la componente vertical del campo de fuerza. Esta depende de cinco factores (Telford et al., 1990): latitud, altura, topografía del terreno circundante, mareas terrestres y variaciones de densidad subsuperficial.

A estos factores inherentes, se añaden diversos efectos que dependen del equipo utilizado, así como de estructuras próximas al equipo de medición: deriva del instrumento, efectos laterales del relieve circundante o de origen antrópico tales como edificios y túneles, etc.

En prospección gravimétrica, solamente interesa determinar el efecto de las variaciones laterales de densidad del terreno, por lo que habrá que realizar una serie de correcciones para eliminar el resto de efectos, y llevar el valor calculado de gravedad de todas las estaciones a un mismo nivel o *datum*.

Como hemos visto en el punto §6.2.3, los instrumentos de medida, conocidos como gravímetros, no proporcionan directamente el valor de la fuerza de gravedad, sino una lectura instrumental relativa a una base gravimétrica o punto donde se conoce con precisión la gravedad. En función del fabricante del instrumental, se multiplica el valor de la lectura por un factor para convertirla a miligales, para obtener, por diferencia con la base, el valor de g .

Este valor, corresponde a la suma de los factores mencionados que, en detalle, se compone de los siguientes términos:

1. Atracción del elipsoide de referencia.
2. Corrección de latitud.
3. Elevación sobre el nivel del mar (corrección de Aire Libre o de Faye).
4. Corrección de la lámina de Bouguer.
5. Corrección de la curvatura de la Tierra.
6. Corrección del terreno.
7. Deriva instrumental.
8. Variaciones periódicas (mareas lunisolares).
9. Masas que soportan las masas topográficas (efecto isostasia).
10. Efectos antrópicos.
11. Efectos instrumentales y externos diversos
12. Cambios laterales de densidad (geología).

A estas correcciones, en medidas sobre barco, se ha de añadir la denominada corrección de la plataforma móvil o de Eötvos.

Chapin (1996), resalta la elección incorrecta del término que numerosos autores utilizan para designar al proceso de eliminación de estos factores: estos ajustes son estrictamente 'correcciones' y no 'reducciones', dado que no implican el desplazamiento de las estaciones a nuevas posiciones.

Para determinar el valor anómalo de gravedad provocado por las variaciones laterales de densidad, habrá que aplicar las correcciones mencionadas al valor de gravedad observada.

La *anomalía de gravedad* es la discrepancia entre el valor de la gravedad observada en un punto de la Tierra, y su valor teórico calculado a partir del conocimiento de los parámetros geodésicos definidos por una serie de fórmulas teóricas establecidas internacionalmente (International Gravity Formula de 1967):

$$\Delta g = g - g_{\phi} \quad (g_{\phi} = \text{gravedad 'normal' terrestre}).$$

La anomalía obtenida tras las correcciones, es la *anomalía de Bouguer*:

$$AB = g_{obs} - g_{\phi} \pm \sum \text{correcciones}$$

$$AB = g_{obs} - g_{\phi} + g_{FA} \pm g_{BOU} \pm g_{CT}$$

En el proceso de corrección habitual, estamos introduciendo un pequeño error que en campañas regionales o locales no tiene excesiva importancia, pero que a gran escala hay que tener en cuenta. Mirónov (1977) y Dobrin y Savit (1988), ponen de relieve que el cálculo del valor teórico de gravedad se efectúa en relación a la superficie de la elipse de referencia, mientras que las correcciones llevan a cabo el cálculo del valor de g para la superficie física de la Tierra al nivel del mar (geoide). Esto es así porque, como indica Mirónov (1977), el campo anómalo hay que conocerlo para la superficie real en que se efectuaron las mediciones y no para la del elipsoide.

Esta discrepancia se denomina *efecto indirecto*, y deberá corregirse para campañas en grandes áreas, trasladando todos los cálculos a la misma superficie, ya sea el elipsoide o el geoide.

6.4.1. Medición de la gravedad

Los gravímetros son aparatos de medición relativa de la gravedad, es decir, que dan el cambio en el valor de g con respecto a un punto de gravedad absoluta conocida, denominado *base*.

En Cataluña, existen cinco bases de 2º orden, establecidas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en 1973, enlazadas con la red de 1º orden de la International Gravity Standardization Net (IGSN) de 1971. A partir de estas cinco bases, se estableció una red de 3º orden, con un total de 35 bases (Casas et al. 1987). Roca y Casas (1981), en un primer trabajo en esta zona, añadieron, a las cuatro establecidas por el Servicio de Gravimetría del Instituto Geográfico y Catastral (observatorio Fabra, Facultad de Físicas, Puerto y Aeropuerto), dos nuevas creadas en el edificio central de la Universidad y en la entrada del Parc Güell. Este conjunto ha servido de base para la red de estaciones medidas en la zona urbana de Barcelona.

La gravedad observada en un punto viene determinada por la expresión:

$$g_{obs} = g_b + (l_A C - mt_1) - (l_B C - mt_2) + Dt$$

donde,

- g_{obs} = gravedad absoluta observada en el punto A;
- g_b = gravedad absoluta observada en la base utilizada (B);
- l_a = lectura del gravímetro en el punto A;
- l_b = lectura del gravímetro en la base B;
- C = constante de calibración del gravímetro;
- mt_1 = efecto Luni-Solar en el punto A en el momento de la lectura t_1 ;

$mt_2=$	efecto Luni-Solar en la base B A en el momento de la lectura t_2 ;
$D=$	deriva del aparato;
$T=$	tiempo transcurrido entre la lectura de la base y el punto A.

6.4.2. Elipsoide de rotación. Elipsoide de referencia. Geoide

Las medidas de campo proporcionadas por el gravímetro, no dan una medida absoluta de la gravedad, sino un valor relativo en una escala arbitraria que ha de ser convenientemente convertida a las unidades apropiadas mediante un factor de calibración. Este valor ha de corregirse de modo que todas las medidas se refieran a un mismo nivel o *datum*. Para ello, ha de elegirse cual es la superficie más adecuada.

La forma ideal de la Tierra es la resultante del equilibrio entre la fuerza gravitatoria y las aceleraciones centrífugas, denominada *elipsoide de rotación*. Un modelo más real de la forma terrestre, corresponde a una superficie equipotencial (tal como ha sido descrita en el punto §6.2) de una Tierra uniforme, el *esferoide de referencia*. La superficie equipotencial de la superficie marina no perturbada por mareas o vientos, continuándola en tierra sin la presencia de montañas o valles es el *geoide*. En tierra, correspondería al nivel de agua en un canal imaginario conectado en cada extremo con un océano (Blakely, 1996), y su forma se ve afectada por excesos o defectos de masa infrayacentes, tales como montañas o depresiones. Las diferencias entre el elipsoide de referencia y el geoide son menores de 50 m, lo que indica variaciones de densidad locales.

La atracción gravitatoria del elipsoide puede escribirse de la forma:

$$g_0 = (1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^2 2\lambda) \quad \lambda = \text{latitud}$$

α y β dependen de M (masa total), f (índice de aplanamiento, $f = \frac{a-c}{a}$), a (semieje mayor de la elipse), c (semieje menor), w (velocidad angular). w se

determina a partir de observaciones astronómicas; y a se halla a partir de triangulación de arcos.

A partir de esta fórmula, mediante mediciones geodésicas se determinó en 1930 el modelo matemático que define la forma terrestre. Se han desarrollado tres modelos ligeramente diferentes entre sí, conforme se han ido refinando los parámetros geodésicos (Blakely, 1996):

Sistema	a (km)	F
924-1930	6378.388	1/297.0
1967	6378.160	1/298.247
1980	6378.137	1/298.257

Sobre la base de estos parámetros, se determinó la International Gravity Formula del IAG (International Association of Geodesy):

$$(1930) \quad g_0 = 9.78049(1 + 0.0052884 \sin^2 \lambda - 0.0000059 \sin^2 2\lambda),$$

GRS (Geodetic Reference System) de 1967:

$$g_0 = 9.78031846(1 + 0.0053024 \sin^2 \lambda - 0.0000058 \sin^2 2\lambda),$$

GRS 1984:

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \lambda}},$$

La cantidad g_0 se denomina *gravedad teórica o normal*.

La forma del geoide está afectada por la distribución superficial de las masas, tales como montañas y valles, por lo que no coincide con la de la

elipse de rotación. Asimismo, está afectada por la presencia de masas enterradas de densidad anómala, siendo las de mayor longitud de onda, de origen cortical, y las de menor longitud de onda, las provocadas por cuerpos geológicos más someros.

6.4.3. Corrección de latitud

La variación de gravedad con respecto a la latitud se ve modificada por dos efectos: por una parte, la aceleración centrífuga, de signo contrario a la aceleración gravitatoria, que es máxima en el ecuador y cero en los polos; y por otra parte, el aplastamiento polar de la forma de la Tierra, que provoca que g sea mayor en los polos que en el ecuador. No obstante, tal como indican Telford et al. (1990), este segundo efecto se ve parcialmente contrarrestado por un aumento de la masa atractiva en el ecuador.

El gradiente de g con respecto a la dirección N-S es:

$$\begin{aligned}\Delta g_L / \Delta s &= (1/R_T) \Delta g_T / \Delta \phi \\ &= 0.811 \text{sen} 2\phi \quad \text{mGal/km}\end{aligned}$$

donde

$\Delta s =$ distancia horizontal en dirección N-S, igual a $R_T \Delta \phi$;

$R_T =$ Radio terrestre (≈ 6368 km);

$\phi =$ Latitud.

Este valor presenta ligeras discrepancias entre autores: Kearey y Brooks (1991), dan $8.12 \text{ sen} 2\phi$ u.g./km, mientras que para Reynolds (1997) es $-8.108 \text{ sen} 2\phi$ u.g./km. Este último autor precisa que el valor es negativo en dirección hacia el N en el hemisferio N, y hacia el S en el hemisferio S, para compensar el incremento del campo gravitatorio desde el ecuador a los polos (en unas 51860 u.g.).

Esta corrección es máxima a una latitud de 45° , con un valor de 0.01 mGal/(13 m), y cero en el ecuador y los polos. Para poder alcanzar una precisión de ± 0.1 u.g., será necesario conocer la posición latitudinal de la estación en ± 10 m.

6.4.4. Anomalía de aire libre (*Free air*)

El valor de la gravedad al nivel del mar, para el modelo de tierra esférica es:

$$g = \frac{G \times M}{r^2}$$

A cualquier valor de $h \neq 0$,

$$g_h = \frac{GM}{(r+h)^2} = \frac{GM}{r^2} \left(\frac{1-2h}{r} \dots \right)$$

La diferencia de gravedad entre el nivel del mar y cualquier punto a h metros, será:

$$g_F = g_0 - g_h = \frac{2g_0h}{r}, \text{ siendo } g_F \text{ la corrección de aire libre (Free air).}$$

Tomando $g_0 = 9.817.855$ u.g. y $R = 6.371.000$ m, y tomando h en m,

$$g_F = 3,082h \text{ u.g.,}$$

El valor, corregido para la forma de esferoide de la Tierra, es $3,086h$ u.g., o bien, 0.3086 mGal por metro.

6.4.5. Corrección de Bouguer

Cuando realizamos el cálculo de la anomalía de Aire Libre, estamos soslayando el material rocoso bajo la estación. Por ello, la corrección de Bouguer toma en cuenta este efecto, aproximando el terreno bajo la estación a una losa infinita de espesor igual a la altura de la estación, con respecto al nivel del mar, y densidad constante. Su atracción gravitatoria será:

$$g_B = 2\pi G\rho h$$

En unidades SI, $G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Mg s}^2$, densidad (ρ), en Mg/m^3 (numéricamente equivalente a g/cm^3), y altura (h) en m, entonces:

$$g_B = 0.4192\rho h$$

Si $\rho = 2.67 \text{ Mg}/\text{m}^3$, entonces:

$$g_B = 0.1119 \cdot 10^{-5} h \text{ (u.g.)}$$

En tierra, esta corrección deberá restarse de la gravedad observada. En estaciones marinas, en el efecto de la lámina de Bouguer hemos de tener en cuenta la diferencia de densidad entre la losa rocosa y el agua marina:

$$g_B = 2\pi G(\rho_T - \rho_W)h_W$$

donde,

$\rho_W = 1.03$, la densidad del agua del mar,

$h_W =$ profundidad del mar bajo la estación.

En esta corrección no se tienen en cuenta ni la curvatura de la Tierra ni las variaciones topográficas. En el caso de la topografía, la corrección de

Bouguer tiende a compensar en exceso las medidas próximas a rasgos topográficos, por lo que la corrección topográfica tendrá siempre signo negativo.

6.4.6. Curvatura de la Tierra

La corrección de curvatura deforma la lámina infinita, de manera que se ajuste de modo más realista a la forma de la Tierra. Como esta corrección afecta a los puntos más alejados, suele ser de valores pequeños (Chapin, 1996). Se divide en dos partes:

- a) La sección del casquete esférico debajo de la lámina infinita, que domina hasta elevaciones de 4150 m y empuja hacia abajo.
- b) El truncamiento de la lámina de Bouguer a 166.735 km, que domina a alturas sobre 4150 m y disminuye el valor observado.

La Fehr(1991), comprobó la efectividad de utilizar un radio para el casquete esférico de 166.735 km, mostrando que para alturas por debajo de 4000 m, provocaba la menor desviación estándar (calculado para distancias de 50, 100, 166.735, 200 y 250 km).

Se han derivado dos fórmulas para este cálculo:

La Fehr (1991), presenta la siguiente:

$$BB = 2\pi\gamma\rho(\mu h - \lambda R), \text{ donde}$$

BB= corrección Bullard B, o de casquete esférico;

γ = constante gravitacional;

ρ = densidad;

h = altura sobre el nivel del mar;

R = radio terrestre en la estación;

$\mu = (1/3\eta^2 - \eta)$;

$$\eta = h/R;$$

$$\lambda = \frac{1}{3} \left\{ (d + f\delta + \delta^2) [(f - \delta)^2 + k]^{\frac{1}{2}} + p + m \log_e \frac{n}{f - \delta + [(f - \delta)^2 + k]^{\frac{1}{2}}} \right\}$$

y

$$\delta = \frac{R_0}{R};$$

$$d = 3\cos^2 \alpha - 2;$$

$$f = \cos \alpha;$$

$$k = \sin^2 \alpha;$$

$$p = -6\cos^2 \alpha \sin(\alpha/2) + 4\sin^3(\alpha/2);$$

$$n = 2[\sin(\alpha/2) - \sin^2(\alpha/2)];$$

$$\alpha = \text{latitud}$$

En la siguiente tabla se observan los valores que toma la corrección para alturas por debajo de 600 m:

h(m)	BB(mGal)
0	0
100	0.143
200	0.279
300	0.407
400	0.529
500	0.644
600	0.751

En la figura 14, se muestra el efecto de la corrección Bullard B. Se puede observar que, a cotas bajas, puede alcanzar valores de 14 μ Gal por metro de elevación.

En campañas de alta precisión, esta corrección puede elevarse hasta los 14 mGal por metro de elevación, a bajas alturas.

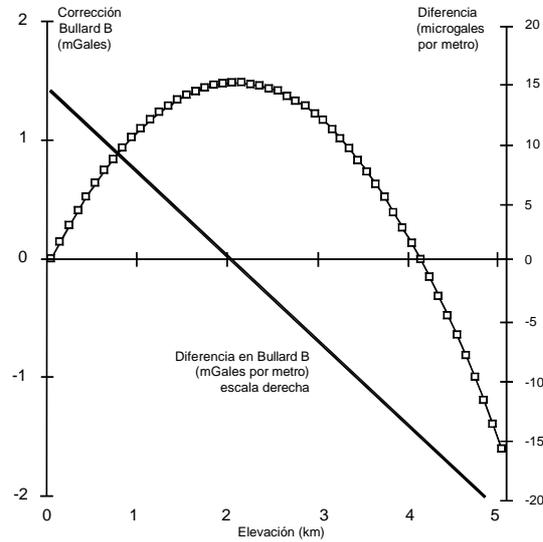


Figura 14 . Corrección Bullard B y su diferencia (LaFehr, 1991b)

La fórmula, se aproximó por el US Geological Survey mediante:

$$BB = Ah - Bh^2 + Ch^3, \text{ donde:}$$

	USGS	La Fehr
$A \times 10^{-3}$	1.464	1.46308
$B \times 10^{-7}$	3.533	3.52725
$C \times 10^{-14}$	4.5	5.1

Los valores del USGS fueron refinados por COGBILL (1979):

$$BB = Ah - Bh^2 + Ch^3 + Dh^4, \text{ donde:}$$

$$\begin{aligned} A &= 1.464139 \times 10^{-3} & B &= 3.533047 \times 10^{-7} \\ C &= 1.002709 \times 10^{-13} & D &= 3.002407 \times 10^{-18} \end{aligned}$$

Esta aproximación puede proporcionar correcciones de hasta 0.01 mGal. Este efecto, cerca del mar, es de 1.4 mGal/m.

6.4.7. Corrección topográfica

Se han desarrollado numerosos métodos para la aproximación matemática del terreno, de forma que podamos descontar su efecto sobre el campo gravitatorio local. En este trabajo no se da una explicación exhaustiva de todos ellos, que ya ha sido realizada por Nowell (1999), pero sí vamos a dar una referencia de los métodos principales, con objeto de tener una visión amplia de ellos, y determinar bajo qué circunstancias pueden aplicarse.

La corrección topográfica fue desarrollada inicialmente por Hammer (1939), de forma manual. Ideó una plantilla transparente dividida en sectores circulares (gratícula), de modo que, aplicada a la estación a corregir, se pudiese determinar la altura media del sector. La corrección entonces corresponde al efecto de un sector circular de base y techo planos, cuya ecuación es:

$$g = 2\pi G\rho \left[R_2 - R_1 + \sqrt{(R_1^2 + h^2)} - \sqrt{(R_2^2 + h^2)} \right]$$

Este método posteriormente ha sido modificado por diversos autores, con el fin de aproximar de manera más realista el terreno, y acelerar el proceso de cálculo.

Así, Olivier y Sigmard (1981), cambiaron el techo del sector circular por una superficie cónica, de ecuación:

$$G_C = G\sigma \int_{r_1}^{r_2} \int_0^{(r-A)B} \int_{\Omega_1}^{\Omega_2} \frac{zr}{(z^2 + r^2)^{3/2}} dr dz d\Omega$$

siendo:

G = constante gravitatoria;

σ = densidad;

$\Omega_2 - \Omega_1$ = ángulos del sector, en radianes.

$$A = (r_1 h_2 - r_2 h_1) / (h_2 - h_1) \quad B = (h_2 - h_1) / (r_2 - r_1)$$

Esta ecuación ha servido de base para métodos posteriores, como los de Blais y Ferland (1984) y Barrows y Fett (1991).

El método ha mostrado que se ajusta mejor utilizando menos sectores, especialmente en zonas irregulares.

Barrows y Fett (1991), a partir del mismo algoritmo, diseñan la técnica de la cuña en pendiente. Para ello, se extienden unas líneas continuas desde cada estación, marcando en ellas la intersección con las líneas de cota de la topografía, así como su dirección y elevación. Calculamos entonces la contribución de cada sector a la correlación total para un modelo de cuña sólida (Figura 15).

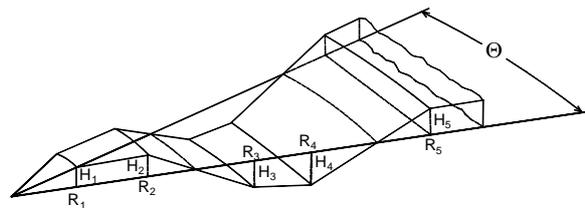


Figura 15 . Modelo de 'cuña en pendiente', de Barrows y Fett (1991).

Sandberg (1958) genera unas curvas a partir de la ecuación de Hammer (1939), que permiten obtener gráficamente el valor de la corrección. Campbell (1980) desarrolla una ley de potencias (cuadrados) cuyos resultados se ajustan a las curvas. De este modo, tenemos una manera simple y rápida de determinar, mediante calculadora de bolsillo, el efecto del terreno determinado a partir de gráficas. La ecuación es:

$$g_{TC} = \left(\frac{\beta}{A(\phi)} \right)^2$$

$A(\phi)$ puede obtenerse a partir de las curvas, o bien, para ángulos $\geq 30^\circ$:

$$A(\phi) = \left(\frac{90}{\phi} \right)^{2.4} + 37^\circ$$

Este método se ve limitado a ser usado en un rango de ángulos entre 30° y 60° , con pendientes menores de 60° . Por otra parte, facilita el cálculo de la corrección para los sectores A a C, en caso de que la pendiente sea constante en ellos.

Con el desarrollo de los ordenadores, se vio que el cálculo de las diferentes correcciones en gravimetría podría ser automatizado, y en especial, al requerir un consumo importante de tiempo, la corrección topográfica.

Para poder efectuar el cálculo automatizado, se requiere disponer de un Modelo Digital del Terreno (MDT), que está formado por una matriz de valores, cuyas columnas y filas corresponden a determinadas posiciones i, j del terreno (de coordenadas X e Y), separadas por un espaciado regular, y en la que los valores a_{ij} de la matriz son las alturas de los nodos. De este modo, podremos ajustar a los nodos cuerpos geométricos o superficies matemáticas que permitan al ordenador modelizar el terreno.

Bott (1959) desarrolló un algoritmo inicial que ha servido de base para métodos afines. De forma simplificada, el sistema agrupa cuadrados próximos, con alturas cercanas entre sí, de manera que se almacena un único valor promedio, acelerando de este modo el proceso de cálculo. La contribución al efecto topográfico de los bloques prismáticos, se calcula

aproximando la masa de cada prisma a la de una línea vertical centrada, de manera que su efecto gravitatorio sea:

$$\Delta g = G\rho A \left[\frac{1}{r} - \frac{1}{(r^2 + h^2)^{\frac{1}{2}}} \right]$$

siendo

r = distancia al centro

h = diferencia de altura entre el cuadrado y la estación

A = área del cuadrado

δ = densidad.

Podremos disminuir el error ajustando un modelo de casquete esférico en lugar de un prisma de base cuadrada. Asimismo puede ajustarse el algoritmo de manera que, a mayores distancias de la estación, el promedio de alturas corresponda a cuadrados de lado mayor, disminuyendo notablemente el tiempo de cálculo.

Este concepto de ‘corrección zonal’ ha sido desarrollado y ampliado por diversos autores. En esencia, significa utilizar diversos métodos según la distancia a la estación, estableciendo ‘sectores’ o ‘zonas’ muy cercana, cercana, media o lejana. Las distancias de separación entre sectores son variables según el autor: Ketelaar (1976, 1987), Daneš (1982), Blais y Ferland (1984), Granser (1987a), Sprenke (1989), Ma y Watts (1994), aunque podemos establecer como regla general 0 a 150 m para la corrección muy cercana, 150 m – 2 km para la cercana, 2-20 km para la media y 20 – 167 km para la lejana. Se han desarrollado por ello numerosas técnicas, que parten de modelos matemáticos diferentes.

Ketelaar (1976, 1987), separa el terreno en dos áreas: una muy próxima, hasta 100 m, en la que se ha de efectuar la corrección manualmente, y una exterior, de 100 a 1.5 – 2 km, en la que se utiliza el método automático. Para

ello, agrupa las celdas contiguas en bloques cuadrados cuyo lado dependerá de la distancia a la estación evaluada.

Parte del modelo de prisma de techo inclinado. Para calcular la corrección, divide el terreno en prismas, con techo en pendiente a la estación evaluada. La expresión matemática requerida se compone de ocho términos, dos por cada esquina del prisma.

La corrección del terreno inmediatamente próximo a la estación, hasta unos 150 m, genera una parte importante del efecto topográfico total, por lo que habrá de analizarse separadamente de las zonas más alejadas.

Granser (1987) y Parker (1995, 1996) proponen, para la zona de 0 a 50 m, calcular el efecto gravitatorio de un cilindro vertical semi-infinito:

$$g(Z_s) = 2\pi G\rho R$$

donde R es el radio del cilindro.

Ketelaar (1987) propone dos alternativas:

a) calcular el efecto del cuadrado interior de 100×100 m, dividiéndolo en prismas, mediante la fórmula:

$$g = G\sigma(1 - \cos\alpha)D(i^2 + j^2)^{-0.5}$$

donde G es la constante gravitatoria, σ es la densidad, D es el espaciado de malla y α la pendiente desde la estación hasta la superficie superior del prisma.

b) tratar el terreno en un área de 50×50 m como un único prisma de pendiente constante.

Ma y Watts (1994), desarrollan un nuevo método consistente en construir cuatro prismas triangulares dentro del cuadrado que contiene a la estación, con cuatro valores de alturas en las esquinas del cuadrado, y la altura de la estación (Figura 16).

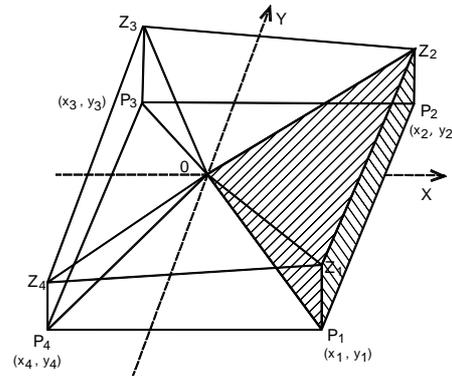


Figura 16 . Corrección cercana mediante prismas triangulares (Ma y Watts, 1994)

La atracción gravitatoria de cada prisma se calcula integrando la gravedad del volumen de cada prisma triangular, y sumando el efecto de los cuatro prismas obtenemos la gravedad total. Dado que cada prisma puede estar por encima o por debajo de la altura de la estación, se necesitan dieciséis ecuaciones para desarrollar todas las posibles distribuciones de prismas.

Para la zona próxima, generalmente hasta 1.5 – 2 km, si los datos se hallan en una malla irregular, Blais y Ferland (1984) proponen triangular los nodos (por ejemplo mediante triángulos de Delaunay, o por polígonos de Thyssen), por lo que el efecto gravitatorio será el de un prisma triangular de techo inclinado:

$$\Delta g = G\rho \sum_{i=1}^3 \int_{x_i}^{x_{i+1}} \int_0^{a_i b_i x} \int_0^{z_2 + \alpha x + \beta y} \frac{z dz dy dx}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$$

donde x_1, x_2 y x_3 ($x_4 \equiv x_1$), son las coordenadas x de los vértices del triángulo; $z = z_2 + \alpha x + \beta y$ es la ecuación del techo inclinado; $y = a_i + b_i x$ (para $i = 1, 2, 3$), la de los lados del triángulo.

Para datos en una malla regular, proponen el cálculo mediante prismas rectangulares de techo inclinado.

Granser (1987a) propone, para la zona entre 50-1000 m, ajustar la topografía mediante funciones continuas, en lugar de mediante superficies discontinuas o prismas. La corrección se realizará entonces por cuadratura numérica directa de la integral de límite del efecto gravitatorio, aplicando la cuadratura de Gauss-Legendre.

Ma y Watts (1994), consideran la zona interior entre 0.5 y 2 km, efectuando el cálculo mediante el modelo de prismas de base plana y techo inclinado (figura 11), siguiendo el método de Ketelaar (1976, 1987). La expresión simplificada queda:

$$g = G\rho D \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + h^2}} \right)$$

que corresponde a la expresión de Bott (1959) para una línea vertical de masa homogénea.

La zona media suele establecerse entre 2 y 20-30 km. Los métodos propuestos son asimismo muy variados:

Blais y Ferland (1984), reducen la zona intermedia hasta 12 km, e indican que el modelo a utilizar será el del prisma de base y techo planos, centrado en el punto de malla:

$$\Delta g = G \rho \int_0^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$$

Ma y Watts (1994), establecen que el cálculo de la zona intermedia, entre 2 y 30 km, se realizará mediante la aproximación del prisma a un cilindro vertical hueco, según la ecuación de Bott (1959):

$$g = G\rho A \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + h^2} - \sqrt{r_2^2 + h^2} \right)$$

Simplificando la fórmula:

$$g = \frac{G\rho A}{2} \frac{h^2}{r(r^2 - p^2)}$$

donde A es el área y p la mitad del lado del cuadrado, r_1 y r_2 los radios interior y exterior del cilindro y h la diferencia de altura entre el cuadrado y la estación.

Para utilizar la expresión anterior, agruparemos prismas próximos en uno solo, con el fin de acelerar el cálculo.

Otros autores, en lugar de establecer *a priori* unos radios interno y externo de la zona considerada, analizan matemáticamente cual será el radio óptimo máximo desde la estación, sobre la que realizar la corrección topográfica:

Daneš (1982) establece que para el terreno próximo a la estación, se deberá seguir utilizando la integración numérica. A distancias mayores, considera el terreno como una losa de densidad variable, donde $\rho_{base} = \rho_0$ (usualmente 2.67 g/cm³), y $\rho_{techo} = 0$. En las zonas internas de esta 'losa',

$\rho = \rho_0 \frac{b-z}{b-a}$, siendo a el nivel base de los valles y b el nivel superior de cumbres.

El radio óptimo, r_c , lo calcula a partir de un perfil característico del terreno y de la '*longitud de onda*' de las montañas, dividiendo el número de elevaciones por la longitud total del perfil.

Sprenke (1989), observando que el método anterior utiliza un criterio un poco vago, plantea hallar un medio de calcular empíricamente un r_c por debajo del cual el error se mantenga dentro de los niveles aceptables para campañas que no requieran elevada resolución. La metodología presentada es mediante métodos geoestadísticos.

Basándose igualmente en la toma de un perfil topográfico característico, estima la media, varianza y covarianza de las alturas del terreno. Estos valores permiten construir una simulación matemática del terreno, sobre la que se efectuará la corrección topográfica para diferentes radios (0 a 167 km). El radio que genere el menor error será el r_c . Por debajo de este valor, se realizará la corrección 'normal', mientras que por encima, se aplicará una fórmula que depende, entre otros parámetros, de las alturas de los fondos de valle y de las cumbres, así como de los parámetros estadísticos de las cumbres.

Para la zona lejana, Blais y Ferland (1984) utilizan la aproximación por prisma de techo plano:

$$\begin{aligned}\Delta g &= G\rho s \int_0^h \frac{zdz}{(d^2 + z^2)^{3/2}} \\ &= G\rho s \left(\frac{1}{d} - \frac{1}{d'} \right)\end{aligned}$$

donde d es la distancia horizontal, y $d' = \sqrt{d^2 + h^2}$.

Ma y Watts (1994) proponen aproximar una masa lineal vertical según la fórmula de Bott (1959).

Otras técnicas que utilizan distintas soluciones matemáticas:

Herrera-Barrientos y Fernández (1991), desarrollan un método de ajuste de la topografía, expandiéndola como una combinación lineal de superficies Gaussianas, por lo que su aplicación se ve limitada a campañas que no requieran alta resolución.

Parker (1995, 1996), presenta un método para evaluar la topografía submarina, expandiendo las alturas topográficas en series de potencias.

Para efectuar este proceso, se divide el terreno en dos sectores: un cilindro centrado en la estación, en el que su atracción se calcula directamente por integración; y una zona externa, que se ajusta por expansión de series de potencias. Esta división se realiza para evitar problemas de convergencia en el punto de observación.

Las series de potencias se escriben entonces como series de convoluciones, que pueden ser entonces evaluadas por medio de transformadas de Fourier.

Featherstone y Dentith (1997), utilizan aproximación geodésica, con objeto de alcanzar mayores precisiones, con diferencias con los métodos anteriores que pueden alcanzar algunas decenas de $\mu\text{m}/\text{s}^2$.

Hammer (1982), estimó que 'para muchas de las aplicaciones que requieren alta precisión, los procedimientos por ordenador no son convenientes'.

6.4.8. Corrección de deriva y marea

Los sistemas mecánicos de los gravímetros sufren deformaciones elásticas que provocan deriva de las lecturas en el tiempo. Asimismo, se suma el efecto provocado por variaciones periódicas externas, consecuencia de las mareas Luni-Solares.

La deriva instrumental se halla producida por numerosas causas mecánicas y térmicas, la principal de la cual son los estiramientos elásticos de los muelles. Para calcular su valor, se repiten determinadas estaciones a intervalos a lo largo del día, con lo que podremos generar una curva de deriva, a partir de la cual, reducir la variación temporal para estaciones intermedias. En el punto §6.4.11 se detallan los numerosos factores mecánicos y electrónicos que influyen las medidas.

La fuerza de gravedad sufre unas variaciones periódicas provocadas por el cambio de posición de la Luna y el Sol con respecto a la Tierra. Heiland (1940), definió la fórmula para la componente vertical del efecto del Sol y la Luna en cualquier punto de la Tierra:

$$\Delta g = \frac{3GrM_L}{2D_L^3} \left(\cos 2a_L + \frac{1}{3} \right) - \frac{3GrM_S}{2D_S^3} \left(\cos 2a_S + \frac{1}{3} \right), \text{ donde}$$

G = Constante gravitatoria;

r = radio terrestre;

M_L = masa de la Luna;

D_L = distancia de la Tierra a la Luna;

M_S = masa del Sol;

D_S = distancia de la Tierra al Sol;

a_s, a_m = ángulos geocéntricos de los cuerpos celestes con el punto de observación.

Mirónov (1977) calcula las variaciones periódicas a partir de la diferencia entre los valores de dicha fuerza en la superficie y en el centro del planeta:

$$\Delta g = GM_L \left(\frac{\cos z_1}{r_1^2} - \frac{\cos z}{r^2} \right), \text{ donde}$$

$G =$ Constante gravitatoria universal;

$M_L =$ masa de la Luna;

r_1 y $r_2 =$ distancia desde el centro de gravedad de la misma a la superficie y al centro terrestre;

$$\cos z = \cos \varphi \cos \delta + \sin \varphi \cos \delta \cos(T - \alpha)$$

$\varphi =$ latitud geográfica del punto de observación;

$\alpha =$ ascensión recta;

$\delta =$ declinación de la Luna/Sol en el momento de la observación;

$T =$ momento de la observación.

α y δ se han de tomar de un anuario astronómico.

La fórmula puede simplificarse, para que sea dependiente únicamente del radio de la Tierra, R , y de la distancia al centro de la Luna, r :

$$\Delta g = GM_L \frac{R}{r^3} (3 \cos^2 z - 1)$$

6.4.9. Efecto de la isostasia

En la mitad de la centuria de 1800, ciertas mediciones geodésicas del Himalaya en la India mostraron una discrepancia en la distancia medida entre dos estaciones de unos 152 m, comprobándose que estaba provocada por la desviación del péndulo sobre la vertical.

Para explicar este efecto, se desarrollaron dos hipótesis:

Inicialmente, Airy propuso un modelo de corteza superior de densidad constante flotando sobre una corteza inferior líquida de mayor densidad. Para compensar el aumento de altura en las zonas montañosas se generan unas raíces penetrando en la corteza inferior, mientras que en los océanos se formarían unas anti-raíces de corteza adelgazada, de la misma manera que un conjunto de cilindros de distinta longitud flotando sobre un líquido denso presentarían alturas distintas al alcanzar el equilibrio de flotación.

Posteriormente, Pratt propuso un modelo en que la corteza superior presentara variaciones laterales de densidad, lo que permitiría alcanzar el equilibrio isostático sin la necesidad de añadir raíces. Por ello, el nivel profundo de compensación sería horizontal.

Estos modelos han sido sobrepasados con el conocimiento actual de la tectónica de placas. Físicamente, ambos presentan cierta consistencia en determinadas estructuras. Así, el modelo de Airy parece reforzado por la localización mediante perfiles sísmicos de raíces bajo algunas cordilleras, mientras que se han detectado otras en que no se presentan tales raíces, como predice el de Pratt, por lo que la elección de uno u otro no es única.

El modelo actual de corteza es dinámico, con interacción entre las distintas placas, por lo que las variaciones en estructura y densidad son muy complejas de un punto a otro del globo. A pesar de ello, para estudios a escala de cordillera, todavía se utilizan estos modelos para de alguna manera compensar este efecto y ajustar más adecuadamente las medidas de gravedad. En estudios regionales o locales, como el que aquí nos ocupa, no es necesario llevar a cabo esta corrección.

Esta corrección se ha de restar al valor de gravedad observada.

6.4.10. Efectos antrópicos

En general el efecto provocado por construcciones antrópicas no se tiene en consideración dado que en campañas de interés geológico, su efecto es despreciable.

En campañas de alta precisión y/o microgravimétricas, se debe tener en cuenta la presencia de edificios u otras construcciones, cuyo efecto, a pequeñas distancias, puede ser del mismo orden de magnitud que la corrección del terreno (Reynolds, 1997). Según este autor, los edificios modernos, de paredes delgadas, contribuyen con un efecto muy pequeño, del orden de 1 a 5 μGal , mientras que edificios antiguos de paredes gruesas, pueden afectar las medidas hasta 10 a 30 μGal , por lo que aconseja alejarse más de 2.5 m del edificio para disminuir su contribución por debajo de los 5 μGal .

Blizkowsky (1979) plantea la modelización de estructuras artificiales complejas tales como edificios a partir del modelo de losa vertical, con un contraste de densidad de 1 g/cm^3 . Para ello, divide el terreno hasta 250 m en pequeños prismas cuadrados, las alturas de los cuales se toman a partir de la digitalización de un sector de $500 \times 500 \text{ m}$ en un mapa de escala 1:2000 o mayor. De aquí obtiene un mapa y plantilla de la anomalía generada por muros de diferentes proporciones. Los edificios se modelarán entonces como la contribución de muros de alturas y espesores diversos. Para el ejemplo de un castillo, obtuvo correcciones máximas junto a los muros de $1.3 \mu\text{m/s}^2$ (130 μGal) y mínimas, en el centro de una sala con un sótano, de $0.8 \mu\text{m/s}^2$ (80 μGal), a 2 m de las paredes.

Roca y Casas (1981), realizaron un cálculo experimental y teórico de la anomalía provocada por dos tipos de construcciones: edificios y túneles de metro. Para la determinación experimental de la anomalía provocada por un edificio, se efectuaron medidas de gravedad a distancias crecientes,

observándose que a partir de los tres metros las diferencias eran menores que la sensibilidad instrumental (0.01 mGal). Para el cálculo de la anomalía teórica, se determinó la densidad media de un edificio a partir de las diferencias de gravedad entre la planta baja y el piso superior después de haber aplicado la reducción de aire libre, y aplicando la fórmula de la anomalía gravimétrica sobre el eje de un cilindro vertical. El valor medio encontrado fue de 0.93 g/cm^3 .

La anomalía se calculó a partir del desarrollo en serie de polinomios de Legendre:

$$g = 2\pi G\rho R \left[\frac{1}{2}(R/r) - \frac{1}{8}(R/r)^3 P_2 + \frac{1}{16}(R/r)^5 P_4 - \frac{5}{128}(R/r)^7 P_6 + \dots \right],$$

dando un valor máximo de 0.3 mGal inmediatamente al lado del edificio, y 2.8×10^{-3} mGal a cuatro metros, por lo que se considera esta distancia de seguridad para despreciar este efecto.

Se puede observar la disparidad de valores entre estos autores: desde mínimos de $1 \mu\text{Gal}$ para Reynolds (1997), en edificios modernos, a $80 \mu\text{Gal}$ de Blizkowsky (1979), hasta máximos de $30 \mu\text{Gal}$ para Reynolds (1997) a $300 \mu\text{Gal}$ para Roca y Casas (1981). Según estos autores se podría considerar como distancia de seguridad unos 2.5 m del muro, para que el efecto sobre la medida de gravedad sea despreciable.

Para el caso de los túneles, Fajklewicz (1976) propone el análisis del gradiente vertical sobre un perfil, mediante el cálculo de la diferencia entre el gradiente vertical teórico V_{zz} (que es la derivada de la función g) y el medido, W_{zz} . Para ello, se realizan las medidas en la base y en la parte superior de una torre apropiadamente anclada, teniendo especial cuidado en determinar la deriva del instrumento en un corto espacio de tiempo (entre 10 y 30 minutos), con el fin de detectar medidas erróneas (por vibraciones de la

plataforma donde se instale el equipo), así como de la corrección del terreno de las medidas.

Roca y Casas (1981) ajustaron un modelo de cilindro horizontal de tres metros de diámetro, contraste de densidad -2 g/cm^3 y profundidad variable. La ecuación del cilindro horizontal es:

$$g = 2\pi G\rho R^2 / z(1 + x^2/z^2)$$

Se calculó el efecto para túneles a profundidades de 8 y 12 m, observándose que sobre el eje tienen valores de casi 0.1 mGal para 8 m de profundidad, siendo despreciable a 30 m.

6.4.11. Efectos instrumentales y externos diversos

Reynolds (1997) cita un conjunto de causas que generan ruido de alta frecuencia en las medidas de gravedad o que dificultan su toma: cargas meteorológicas provocadas por cambios de presión atmosférica; aceleración inercial provocada por ondas sísmicas y microsísmicas, incluyendo el efecto de la presión del viento sobre el gravímetro; y vibraciones provocadas por el tráfico y maquinaria industrial, y ruido eléctrico en el propio equipo.

Ander et al (1999) han realizado un estudio pormenorizado de los errores instrumentales en un modelo del gravímetro LaCoste and Romberg para sondeos, donde comprobaron que los factores que afectan a las medidas generando ruido aleatorio de alta frecuencia son numerosos:

- Ruido termodinámico provocado por la propia temperatura del sistema (muelles), calculado para un gravímetro en $0.012 \mu\text{Gal}/\text{Hz}^{1/2}$.
- Corrientes termales de convección por leves cambios de temperatura dentro de la cápsula aislante. Un cambio en 0.01° puede provocar un pico de $100\mu\text{Gal}$.

- Problemas electrónicos y ópticos.
- Errores de rectificación provocados por cambios no lineales: el sistema electrónico, ante cambios en la posición de la masa de equilibrio, genera un cambio de voltaje que provoca el reajuste de ésta a su posición inicial. En presencia de ruido sísmico, al moverse bruscamente la masa, el sistema no puede calcular el cambio instantáneo de voltaje, provocando leves saltos en las medidas que generan un efecto no lineal.
- Histéresis elástica de los muelles, provocada por cambios bruscos de posición tales como la liberación del anclaje al efectuar la medida.
- Variaciones temporales de la masa de equilibrio y de los muelles: ruido termodinámico, transferencia de masa entre ésta y el sistema de anclaje, absorción y adsorción de constituyentes atmosféricos entre el muelle y el gas de relleno de la cápsula, así como de contaminantes (gotas de lubricante del sistema).
- Deriva del sensor por reptación molecular en el metal de los muelles.
- Taras de pequeña escala provocadas por movimientos bruscos en goteos de lubricantes sobre los muelles: hasta 300 μ Gal.

7. MAPA GRAVIMÉTRICO DE LA CIUDAD DE BARCELONA

7. MAPA GRAVIMÉTRICO DE LA CIUDAD DE BARCELONA

7.1. Antecedentes

Las primeras mediciones gravimétricas en Cataluña las efectúan Cebrián y Los Arcos en 1898, en el Palacio Real de Barcelona a partir de medidas pendulares, obteniendo un valor de 980313,17 mGal. Posteriormente, Casas (1988), comprueba el valor encontrando por estos autores y detecta un error de casi 14 mGal, correspondiente al error sistemático que se acumulaba mediante el uso del sistema de Postdam.

G. Sans Huelín, del Instituto Geográfico Nacional, en 1903, realiza el primer mapa de Bouguer de la Península Ibérica, con un total de 93 estaciones (de las cuales ocho se localizaban en Cataluña), publicando los resultados en 1935. Inglada (1923), en su libro de Introducción a la Gravimetría, publica un mapa preliminar del autor citado.

En 1954, el Instituto Geográfico Nacional inicia la comprobación de las observaciones antiguas emprendiendo un proyecto para el establecimiento de la red gravimétrica de 1º y 2º orden. En los años 60, se llevan a cabo simultáneamente levantamientos gravimétricos peninsulares y regionales por distintos organismos: la Universidad de Wisconsin publica el mapa de la Península Ibérica (Wollard, 1962, 1966); la Sección de Geografía del Instituto Geográfico realiza campañas sistemáticas, mientras que IGME y la compañía italiana LERICI publican diversos mapas comarcales.

En 1981, el Departamento de Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona, y el Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya, llevan a cabo la homogeneización de los trabajos anteriores, publicando los resultados en forma de Mapa de anomalía de Bouguer de Cataluña (Casas, et al., 1987), donde se observa un aumento del valor de anomalía de Bouguer en la Cordillera Litoral,

entre 0 mGal (siguiendo la línea la dirección de la falla S del Vallés) y 25 mGal en un máximo local que sigue el contacto S del Delta del Llobregat con el macizo de Garraf, provocando una flexión de las curvas isoanómalas entre el río Llobregat y la ciudad de Barcelona (Figura 17). Esta zona anómala localizada en la ciudad es el centro de interés de esta Tesis.

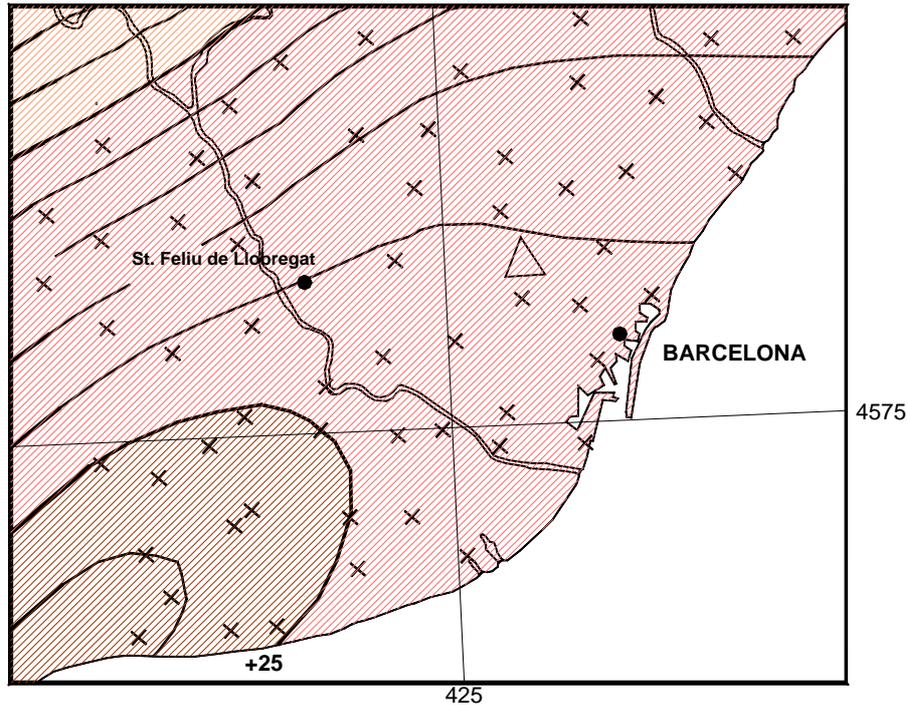


Figura 17 . Mapa de Anomalía de Bouguer del área estudiada (modificado de Casas et al., 1986)

En los años 80 y 90, se han llevado a cabo numerosos estudios gravimétricos comarcales en Cataluña, como los realizados por Union Texas España y CGG, así como por la Universidad de Barcelona (Villarroya, 1982; Iglesias, 1985; Torné, 1988; Rivero, 1989; Hernández, 1991; Pinto, 1993 y Rivero, 1993).

El estudio gravimétrico de la ciudad de Barcelona lo inician de Roca y Casas (1981), a partir de 240 estaciones distribuidas en 112 km², lo que da una densidad de aproximadamente 2 est./km². Estos autores centraron su trabajo en la realización de los mapas de anomalía de Bouguer y residual de la ciudad, así como en el análisis del efecto antrópico de edificios y túneles. Casas (1988) aumenta el número de estaciones.

Utilizando un gravímetro de masa de caída libre (diseñado por el *Instituto de Metrologia G. Colonetti*, de Turín en colaboración con el *Bureau International des Poids et Mesures*), De Maria y Marson (1995) publican un nuevo valor absoluto de gravedad de la ciudad de Barcelona, tomado en el interior del Observatorio Fabra, de coordenadas $\varphi = 41^{\circ} 24' 98''$ N y $\lambda = 2^{\circ} 07' 50''$ E, y altura $h = 413.7$ m, obteniendo un valor de $980\,225\,583.9 \mu\text{Gal}$.

7.2. Introducción

Para la realización del mapa de anomalía de Bouguer de Barcelona se han utilizado dos gravímetros: un SCINTREX, modelo CG-2 (nº de serie 370) y un LaCoste & Romberg, modelo G (nº de serie 831), con un total de 1572 estaciones.

Para la ciudad de Barcelona, se ha extraído una ventana, de coordenadas:

X (UTM) : 420 - 437
Y (UTM) : 4574 - 4591

En este área se incluyen 590 estaciones, con una densidad variable entre 38 est./km² para el centro de la ciudad (1 estación cada 320 m), y 4.75 est./km² para el área circundante (1 estación cada 940 m).

En la Figura 18 se muestra la distribución de las estaciones gravimétricas en la zona de estudio.

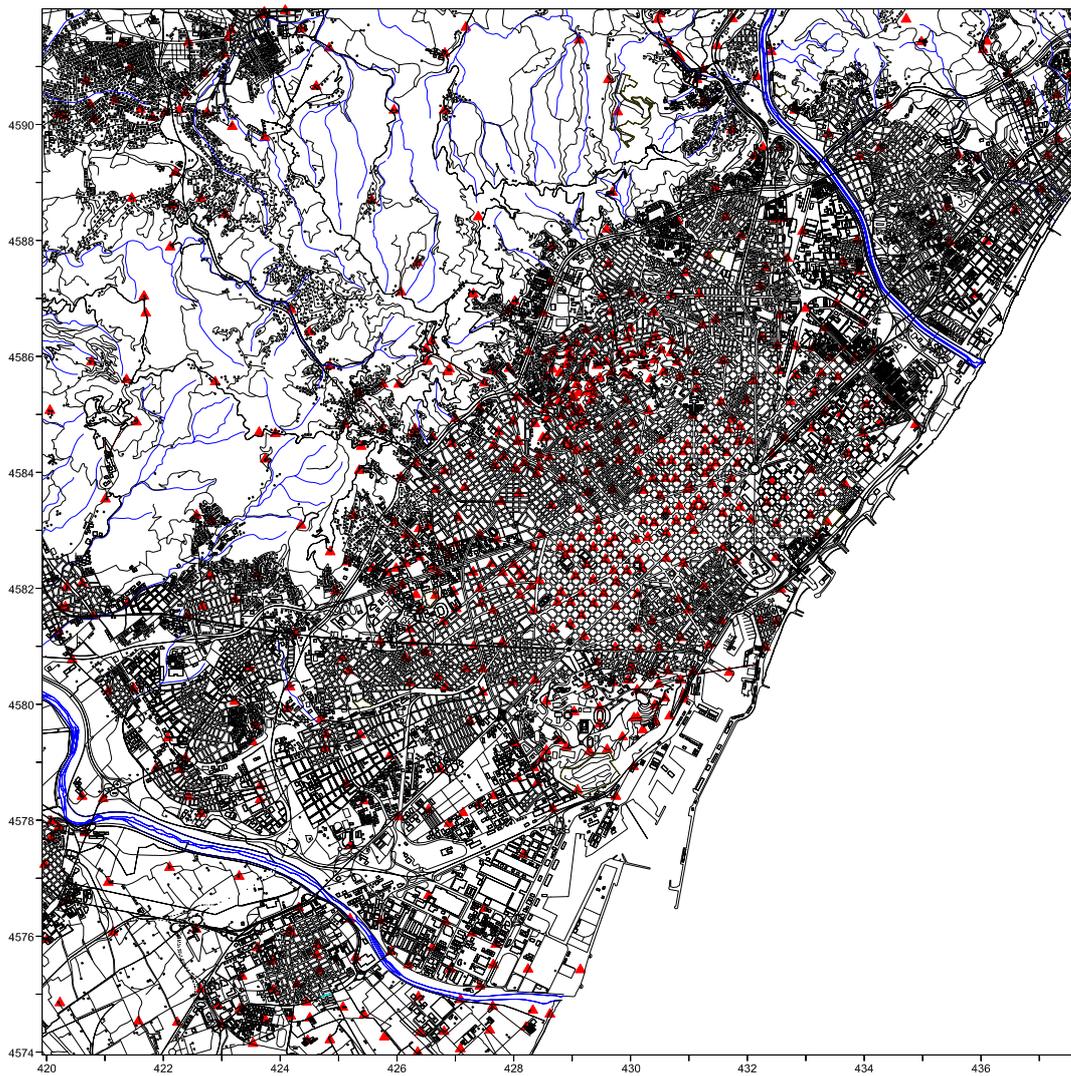


Figura 18 . Situación de las estaciones gravimétricas en el área de la ciudad de Barcelona.

Las estaciones en la ciudad se han tomado principalmente en cruces de calles, sobre el asfalto y apartadas de la acera, con objeto de minimizar el efecto provocado por los edificios (ver puntos §6.4.10 y §7.3.4). Un problema encontrado en la realización de las medidas instrumentales ha sido las vibraciones provocadas por el tráfico.

Para solventarlo, hemos tomado dos precauciones: medir en horas de escaso tráfico (con intervalo de paso entre vehículos de varios minutos), o bien tomar la medida durante el tiempo suficiente para que el sistema de medida se estabilice.

El mapa regional, se ha realizado a partir de 3863 estaciones (Figura 19), que incluyen la Cordillera Litoral y las fosas del Vallés – Penedés.

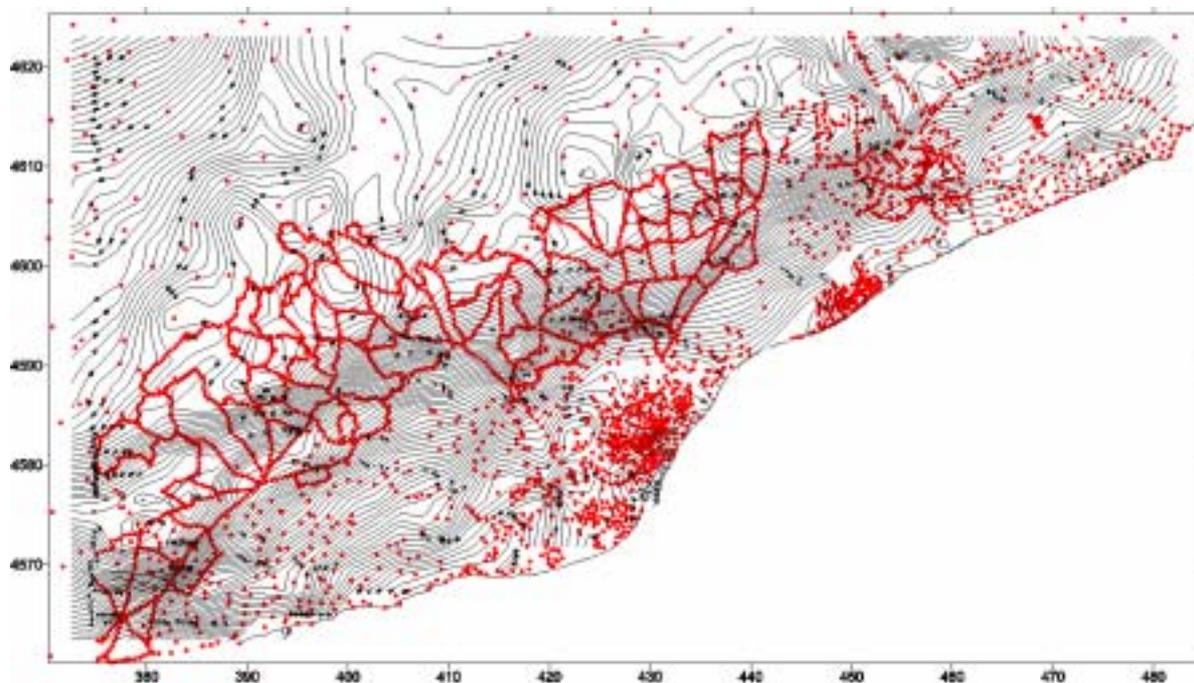


Figura 19 . Mapa de anomalía de Bouguer de la ciudad de Barcelona y Fosas de Vallés y Penedés.

7.2.1. Determinación de la altura de las estaciones

En los casos en los que ha sido posible, las estaciones se han situado en puntos de altura real conocida sobre mapas a escala 1:2000 (del Institut Cartogràfic de Catalunya), y 1:5000 (de la Corporación Metropolitana de Barcelona, edición de 1978). Hemos comprobado que las cotas en las distintas cartografías pueden variar notablemente, hasta un máximo de 9 m incluso en puntos de nivelación de precisión, en zonas de fuertes cambios topográficos. En la zona baja de la ciudad, las diferencias de cota entre cartografías son de orden centimétrico a decimétrico.

La altimetría se ha realizado utilizando dos altímetros barométricos, uno para medir la cota de cada estación, modelo AIR HB 1A (disponiendo de dos

equipos, de nos. de serie 8E0552 y 0L1519, de 0.1 m de precisión), y otro de control (modelo AIR DB-1A, nº 0053), como estación fija, con el fin de corregir el efecto de variación de altura por efecto de las variaciones locales de presión atmosférica. Se ha tomado asimismo la temperatura en cada estación, habiéndose comprobado que el efecto de este parámetro sobre las medidas es despreciable.

En estudios de carácter regional, sería necesaria la instalación de al menos tres altímetros de control, para corregir variaciones de presión direccionales, como el paso de frentes, pero para una campaña de tan corta extensión no se ha considerado necesario.

Mediante un registro continuo presión – altura, se puede corregir la cota de la estación, obteniendo de esta manera la altura real. La precisión teórica es de 0.1 m, pero la real es algo menor debido a la dificultad de alcanzar una altura estable mediante el altímetro en campo por las variaciones de presión de carácter local. Este efecto puede comprobarse en la Figura 20, donde se observa que la altura medida en puntos de cota conocida presenta ligeras variaciones hacia arriba o hacia abajo de una curva teórica ajustada, que correspondería a la variación media.

A partir de este procedimiento se ha podido determinar en los puntos de nivelación con discrepancias, cuales son las cotas más exactas. Podemos indicar por ello, que la nivelación de la cartografía escala 1:2000 del Institut Cartogràfic de Catalunya es la que ha dado los mejores ajustes. La diferencia máxima entre la cota del mapa y la medida mediante altímetro, una vez corregida la variación de presión atmosférica, ha resultado ser de 1.2 m.

El error máximo introducido en el cálculo del valor de gravedad por el error en la medición de la altura, queda establecido entonces en 0.37032 mGal.

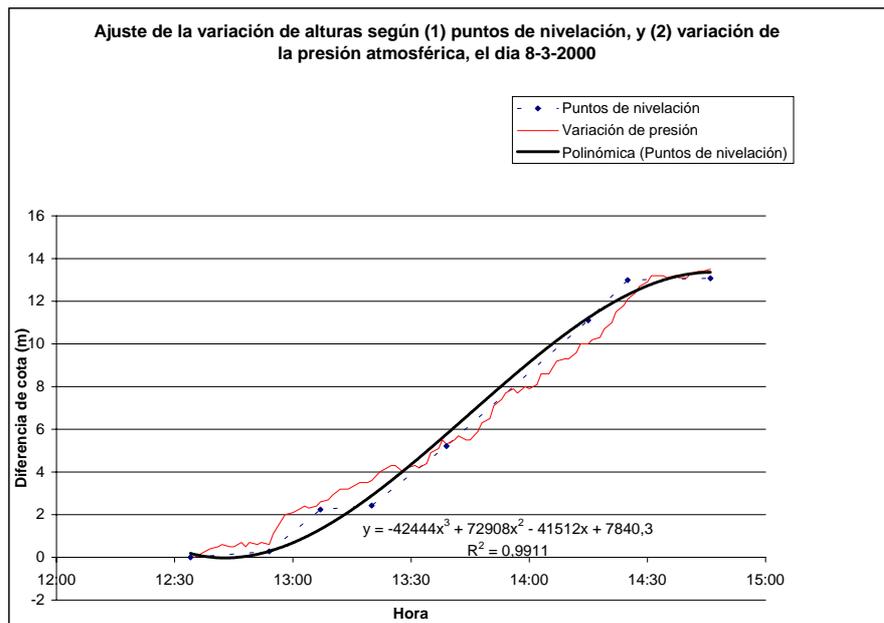


Figura 20. Ajuste polinómico de las alturas mediante altímetro.

Con el fin de comprobar, en caso de problemas con el altímetro de control, la fiabilidad de este procedimiento, hemos intentado la posibilidad de determinar las alturas únicamente a través del ajuste de una curva polinómica teórica a la curva de las diferencias de alturas altímetro/mapa. En la figura 20 se muestra la comparación de tres curvas: en línea discontinua, la diferencia de cota entre la altura medida en la estación, y la de mapa en puntos de cota conocida; en trazo continuo intenso, el polinomio ajustado, y en trazo continuo fino, la curva de variación de altura según la presión, observándose el buen ajuste en ambos casos. Se observan diferencias máximas de 1-1.5 m.

7.2.2. Densidad de las litologías

Las densidades de las litologías pueden obtenerse a partir de ensayos geofísicos *in situ* (velocidad sísmica, valor de gravedad, absorción radiactiva). No obstante, la metodología más habitual es la determinación de la densidad a partir de muestras de mano o de testigos de sondeos, mediante el método del desplazamiento hidrostático o el picnómetro de aire. Tendremos que tener en cuenta que las muestras superficiales se hallarán más alteradas o

fisuradas que en profundidad, por lo que los valores generalmente resultan subestimados.

En nuestro estudio, solo ha sido posible disponer de unos pocos datos de densidades a partir de testigos de sondeos, que atravesaron únicamente los sedimentos cuaternarios y pliocenos. Como norma general, las empresas de geotecnia, una vez alcanzan el sustrato rocoso, no requieren determinar su densidad. Por ello, hemos llevado a cabo el cálculo en muestras de mano, a partir del método del desplazamiento hidrostático. Este consiste en la pesada en seco (P) de la muestra, para posteriormente efectuar una nueva pesada sumergida en agua (P_w). La densidad se obtiene a partir de:

$$\rho = \frac{P}{P - P_w}$$

En la figura 21 se muestra la estadística de los valores obtenidos para cada conjunto litológico. Se indican su valor máximo y mínimo, así como los cuartiles (25 y 75 %). Las muestras con menor dispersión son las granodioritas, que se tomaron en canteras en el Maresme. Con una desviación estándar del 0.006 %, han dado una densidad media de 2.69 g/cm³. Los sedimentos miocénicos de Montjuïc presentan un amplio rango de composición, desde lutitas hasta barras de conglomerados. Hemos podido obtener la densidad de las areniscas, con valores entre 2.4-2.5 g/cm³, pero dada la intercalación de numerosos niveles de lutitas y arenas, la densidad media del macizo es, en conjunto, menor (posiblemente entre 2.3 y 2.35 g/cm³).

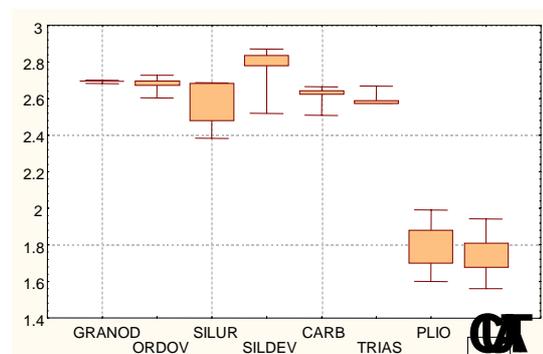


Figura 21. Estadística de los valores de densidad de las rocas.

7.3. Correcciones topográficas y antrópicas

La corrección topográfica del terreno se ha realizado utilizando un Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio, proporcionado por el *Institut Cartogràfic de Catalunya* (Figura 6), con una malla de 45 m de espaciado entre nodos. A este MDT se le añadió la batimetría obtenida de una matriz digital de Cataluña a escala 1:50.000 con las cotas bajo el mar, con paso de malla de 1 km (figura 22). Esta matriz ha sido interpolada a una nueva malla con espaciado entre nodos de 45 m, para finalmente añadirla al modelo terrestre. La ventana de este modelo tiene vértices:

X (UTM) : 390 - 460.02 Y (UTM) : 4560 - 4626.015

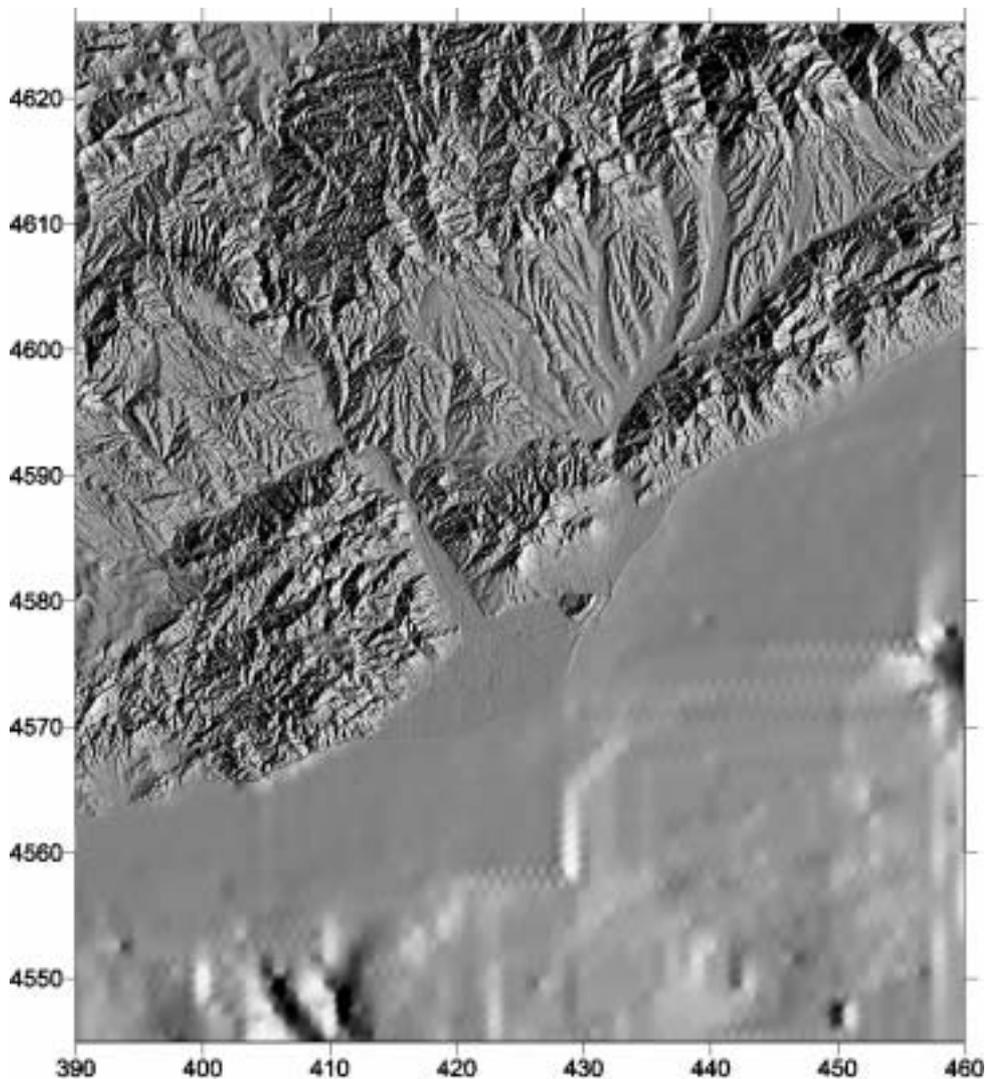


Figura 22. Modelo Digital del Terreno incluyendo batimetría.

Al SO y SE de la zona marina se observa la presencia de la cabecera de dos cañones submarinos profundos (figura 22). En el centro, se destaca la generación de *artefactos* en forma de líneas ortogonales de direcciones N-S y E-O. No obstante, dada la distancia a la que se encuentran, su efecto sobre la corrección topográfica total se puede considerar como despreciable.

Esta Tesis se centra en la ciudad de Barcelona, y para ello, hemos seleccionado una ventana de trabajo (Figura 23), de coordenadas:

X (UTM) : 420 - 437

Y (UTM) : 4574 - 4591

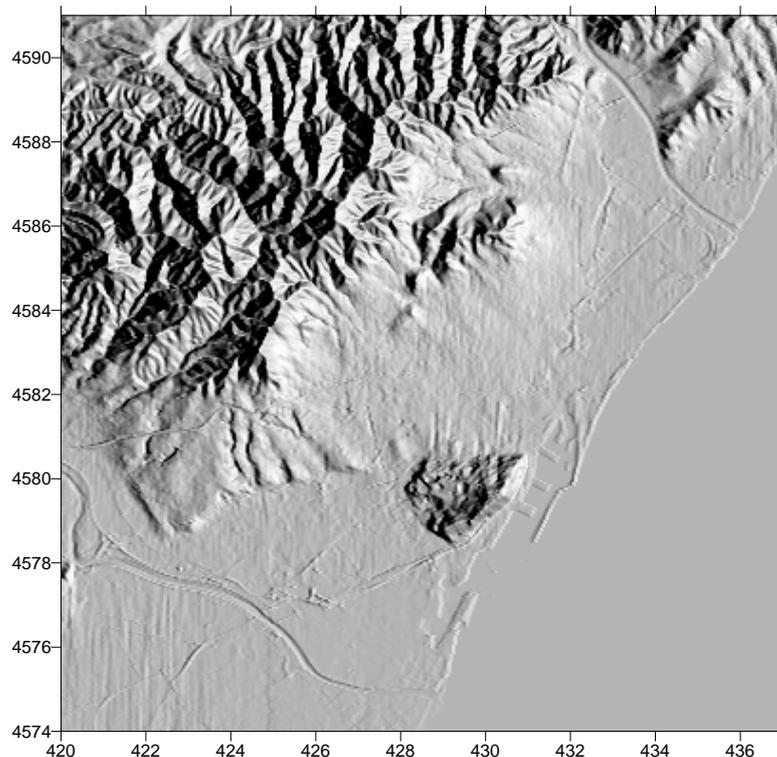


Figura 23. Modelo Digital del Terreno de la ciudad de Barcelona

Para el cálculo de la corrección topográfica, asimilamos el terreno circundante a la estación a un cuerpo formado por caras triangulares, generadas a partir de las coordenadas de los nodos del MDT y sus nodos próximos. Este método utiliza la teoría de los cuerpos no convexos: un cuerpo convexo es aquel en que

pueden existir puntos intermedios entre dos puntos en su superficie, que no se hallen en el interior del cuerpo. Mediante un procedimiento de test, determinamos que caras del volumen son convexas y cuales son cóncavas. La contribución total será la suma del conjunto de prismas triangulares de extensión infinita según el eje negativo de z . Las caras convexas tendrán contribución positiva, y las no convexas, negativa (Pinto, 1993).

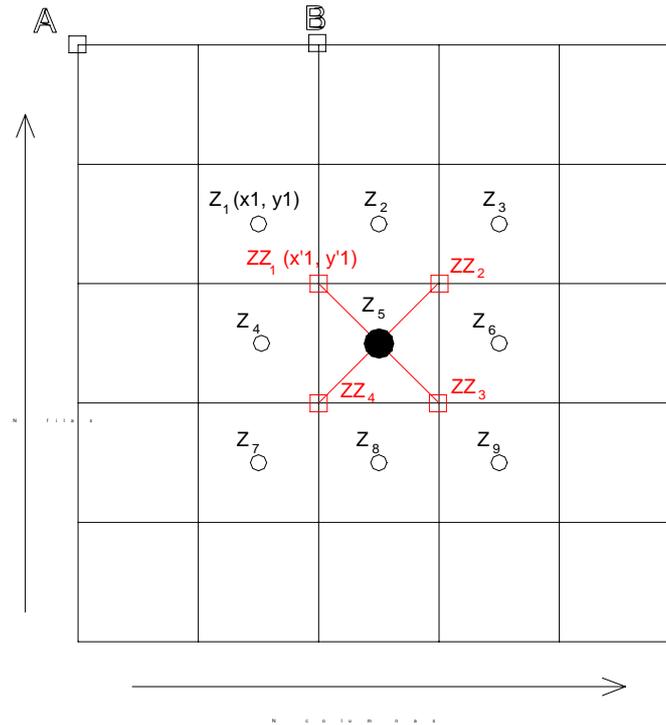


Figura 24. Esquema de generación de caras triangulares en un MDT: A) nodos en vértices; B) nodos en márgenes

Partiendo de un modelo digital compuesto por prismas cuadrados de techo plano, deseamos generar un modelo más realista del terreno, en forma de prismas de sección triangular y superficie superior inclinada que representa las variaciones de pendiente. De esta forma, cada nodo estará representado por cuatro prismas triangulares. Las coordenadas de los vértices de estos prismas se calculan en función de las respectivas coordenadas x e y . El valor de las coordenadas z se calculan como el valor medio de las alturas de los prismas circundantes (figura 24).

Existen dos casos particulares:

- 1) Que el nodo se halle en un vértice de la malla (posición A de la figura). Entonces, faltarán tres nodos vecinos, y el cálculo se realizará para el único restante,
- 2) Que el nodo se halle en la fila superior o inferior de la malla (posiciones B), o en las columnas lateral derecha o izquierda. Faltarán entonces dos nodos para el cálculo.

El efecto gravitatorio de este modelo de terreno se calcula a partir del modelo de prisma trigonal de base plana y techo triangular inclinado, basado en el algoritmo propuesto por Götze y Lahmeyer (1988) para el cálculo del efecto gravimétrico de un poliedro.

En los métodos de corrección habituales, se asigna una densidad de corrección media correspondiente a las principales rocas presentes a escala regional. Si se tienen datos suficientes, se aplica la densidad adecuada, y en caso contrario, se asigna la densidad media de la corteza terrestre, 2.67 g/cm^3 .

Teniendo en cuenta la escala de trabajo en esta Tesis, hemos realizado un modelo de densidades del terreno a partir del mapa geológico (figura 25), con el fin de asignar a cada prisma en el proceso de corrección topográfica una densidad según la litología. El radio de corrección a partir de una estación determinada será un compromiso entre el intervalo de malla del fichero topográfico, la distancia media entre contactos litológicos en superficie, el realismo del modelo de densidades superficiales (según el intervalo de malla elegido) y la capacidad de cálculo del ordenador utilizado.

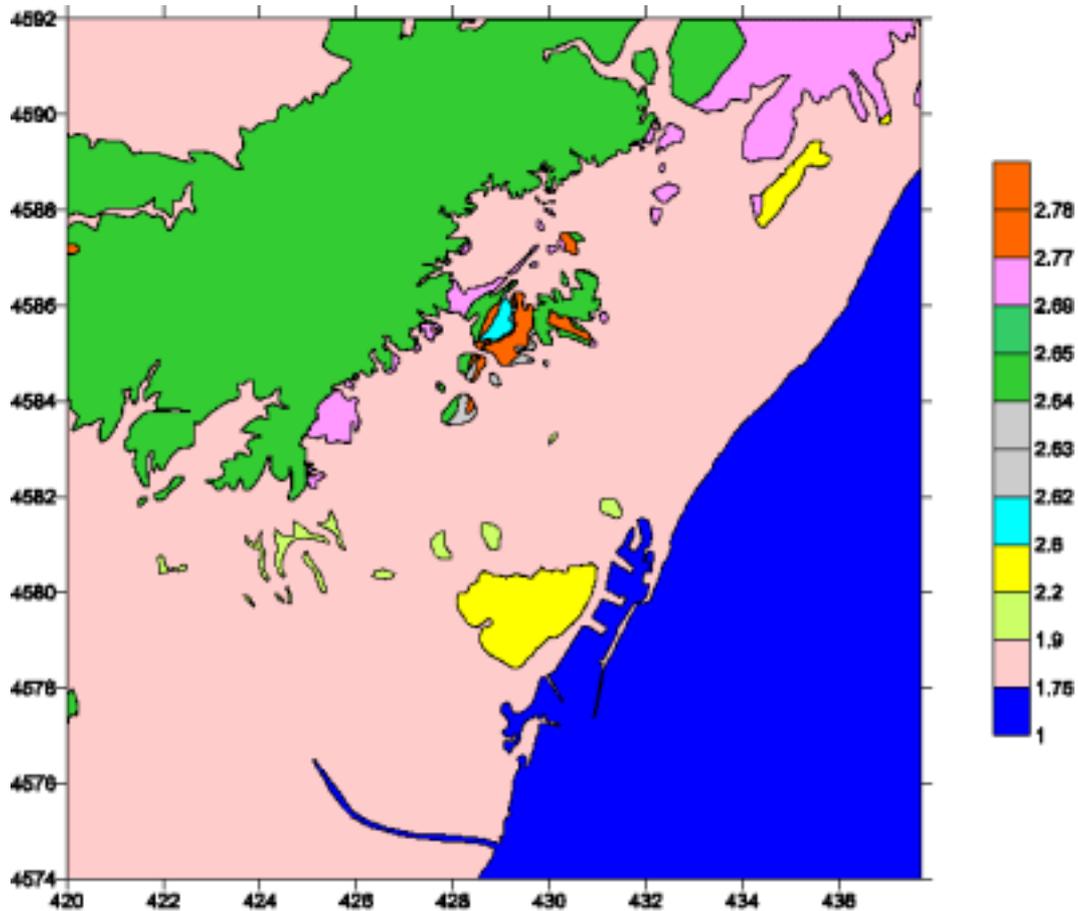


Figura 25. Mapa de densidades de la ciudad de Barcelona

Para efectuar los cálculos aquí desarrollados, hemos generado el programa CTOP.BAS, que adjuntamos en el anexo 3, a partir de la modificación de un programa de Pinto (1993) que utiliza el algoritmo de los autores anteriormente citados.

Hemos dividido el terreno más alejado en tres sectores: zona próxima, entre 0 y 300 m; cercana, entre 0.3 y 1.5 km, y media, entre 1.5 y 20 km (Figura 26). No hemos efectuado el cálculo de la zona más lejana (20 - 167 km), dado que la reducida extensión de la zona de estudio hace que el valor de corrección para las diferentes estaciones sea muy parecido, por lo que resultará eliminado en el proceso de residualización del mapa de anomalía de Bouguer.

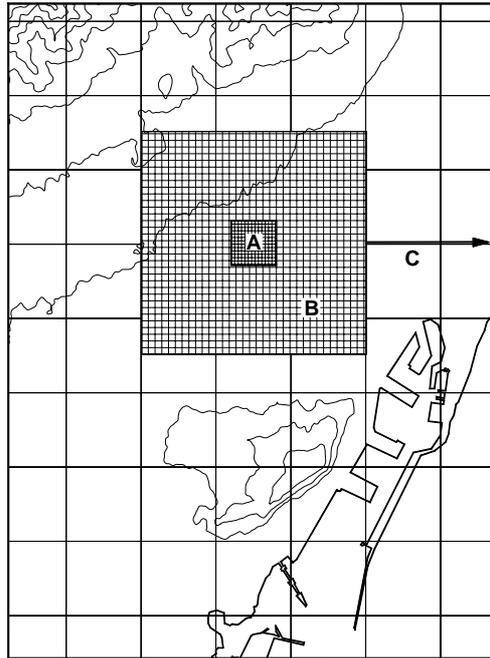


Figura 26. Sectores de corrección topográfica: A) 0-300 m, con paso de malla 45 m y densidad variable. B) 300-1500 m, paso de malla 90 m y densidad 2.67 g/cm³. C) 1500 m – 20 km, paso de malla 1 km y densidad 2.67 g/cm³.

7.3.1. Corrección topográfica próxima

La corrección topográfica próxima abarca desde 0 a 300 m alrededor de la estación. Con objeto de comprobar la contribución del terreno más próximo a la estación sobre el valor de gravedad, hemos llevado a cabo un procedimiento de generación de modelos digitales de mapas a escalas 1:2000, y comparado los resultados obtenidos con el MDT proporcionado por el Institut Cartogràfic de Catalunya. Para calcular la corrección que se obtiene a partir de este procedimiento y comparar sus resultados con diferentes intervalos de malla hemos tomado como ejemplo un sector de la ciudad de Barcelona, que engloba los cerros del Monte Carmelo y el Turó de la Rovira, por sus fuertes cambios de pendiente y la presencia de antiguas canteras. Esto a permitido poder realizar una comparación entre un modelo digital con paso de malla de 10 m y el modelo con paso de 45 m del ICC.

El procedimiento seguido para trasladar el mapa en papel a un modelo digital, se ha realizado en los siguientes pasos:

1. Traslación a papel vegetal de las líneas de cota del mapa topográfico, cada 5 m.
2. Escaneado y vectorización del mapa.
3. Asignación de coordenadas UTM a los vértices del mapa, con objeto de georreferenciarlo, y de cotas a las líneas de nivel vectorizadas.
4. Exportación de las coordenadas de los nodos de las isolíneas. En este paso, generamos un fichero ASCII de las coordenadas X,Y,Z de cada nodo e interpolación a una malla de intervalo regular.

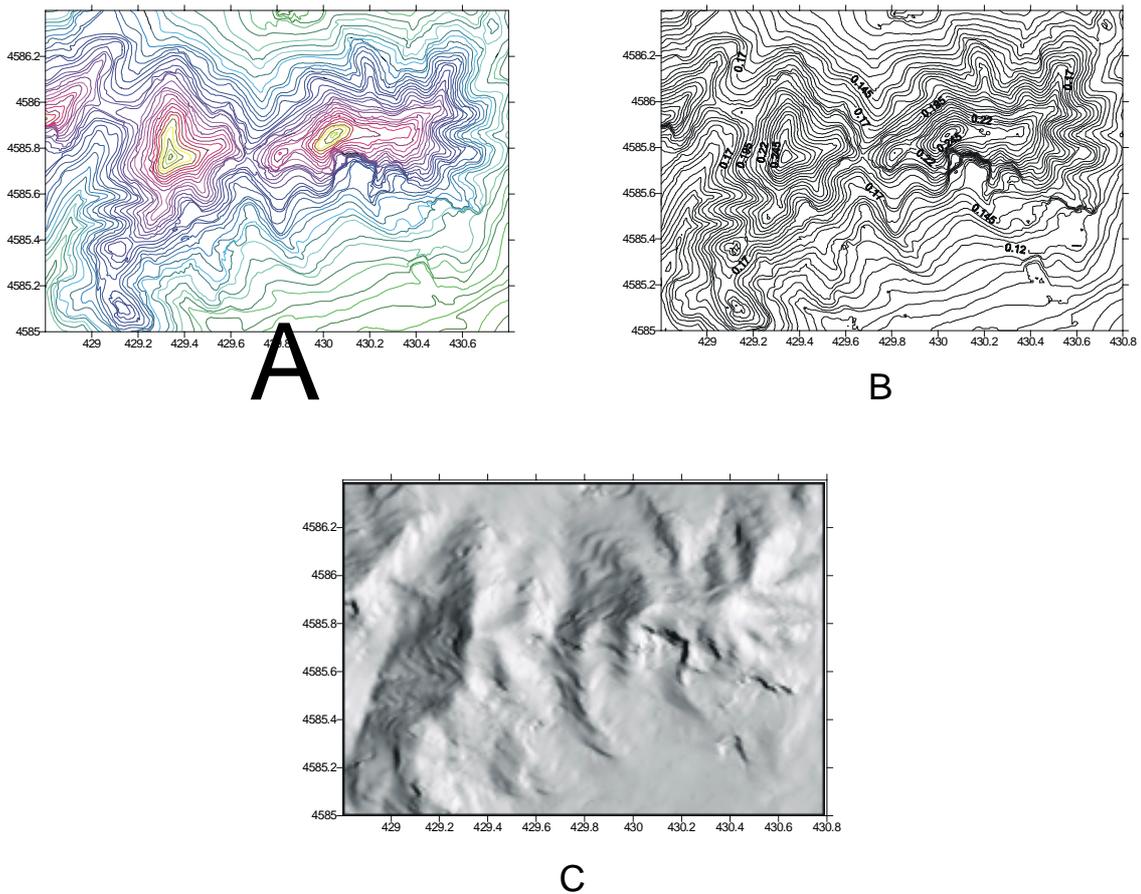


Figura 27. A) Imagen vectorizada. B) Mapa obtenido a partir de interpolación. C) Superficie sombreada resultante.

Prospección gravimétrica en zonas urbanas:

Aplicación al estudio del subsuelo de la ciudad de Barcelona

En la figura 27 se muestran los resultados de este procedimiento de generación de MDT, para el caso de la zona Monte Carmelo – Turó de la Peira, presentando la imagen final en forma de superficie sombreada. La elevada densidad de puntos permite obtener una topografía muy ajustada al modelo original.

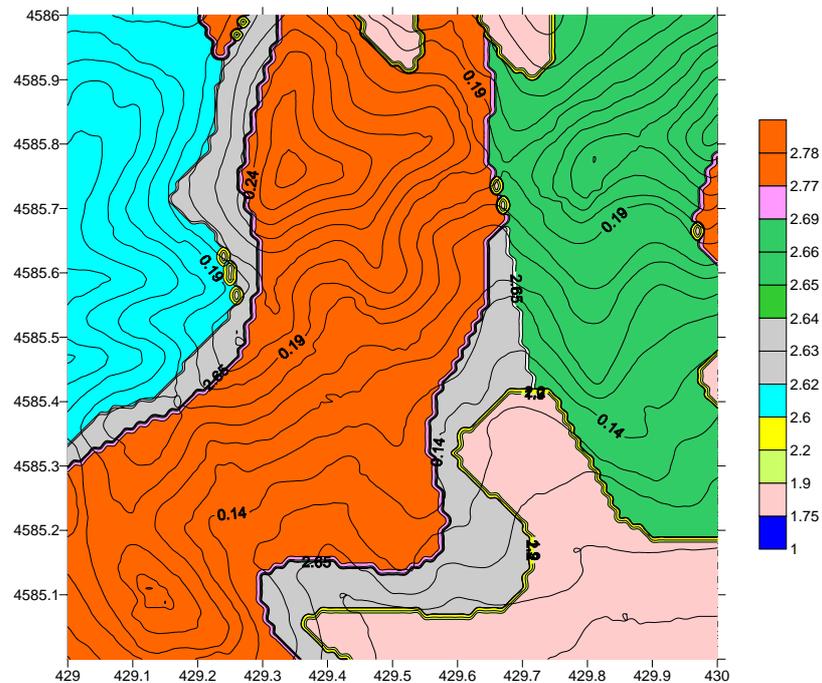


Figura 28. Mapa de densidades del sector del Monte Carmelo.

Para obtener una malla de densidades, se ha utilizado un mapa geológico a la misma escala que el topográfico. En la figura 28 se muestra el mapa final de densidades utilizado para la corrección topográfica.

Mediante el programa CTOP.BAS (anexo 3), se han generado los correspondientes ficheros de caras triangulares (cuatro prismas triangulares por intervalo de malla), para ser procesados con el programa NEWTON (en FORTRAN), basado en el algoritmo de Götze y Lahmeyer (1988).

Corrección topográfica cercana (mGal)						
Nº. EST.	X UTM (km)	Y UTM (km)	Z km	Malla 10 m	Malla 45 m	DIF.
52	429,320	4585,235	0,13326	0,4201	0,4704	0,0503
85	429,925	4585,255	0,12407			
519	429,910	4585,710	0,19442			
525	429,930	4585,940	0,19553			
526	429,585	4585,910	0,19879			
527	429,425	4585,845	0,22883	0,2779	0,2873	0,0094
528	429,320	4585,565	0,21015	0,3509	0,3500	0,0009
529	429,475	4585,630	0,21130	0,4584	0,4872	0,0288
530	429,160	4585,760	0,19837	0,4819	0,4734	0,0085
533	429,670	4585,725	0,18646	0,3674	0,2987	0,0688
540	429,110	4585,370	0,18500			
541	429,260	4585,390	0,17931	0,4384	0,3932	0,0453
542	429,355	4585,455	0,17868	0,4446	0,3814	0,0632
543	429,370	4585,350	0,15308	0,4626	0,4892	0,0266
545	429,080	4585,520	0,17035			
588	429,135	4585,093	0,18065			

Diferencia máxima	0,0688
Media diferencias	0,0335

Tabla 1. Corrección topográfica de un sector en el Monte Carmelo.

En la Tabla 1 se muestra la comparación de las correcciones obtenidas para los dos intervalos de malla. La diferencias obtenidas con ambos intervalos de malla son muy pequeñas, lo que posibilita la utilización de la malla 'estándar' de 45 m.

El mapa de la figura 29 presenta la distribución de la corrección topográfica próxima. Se puede observar la presencia de dos máximos locales sobre el Turó de la Rovira y al N de Esplugues, provocados por el aislamiento de los afloramientos, con fuertes pendientes, y en el caso del Turó de la Rovira, por la existencia de una cantera que ha seccionado fuertemente la ladera (como se observa en el MDT de la figura 27 C). El macizo de Collserola provoca en la mitad SW una corrección media de 0.8 mGal, aumentando en la mitad N hasta una media de 1.2 mGal. En Montjuïc se genera un máximo local provocado por el talud de la falla del Morrot.

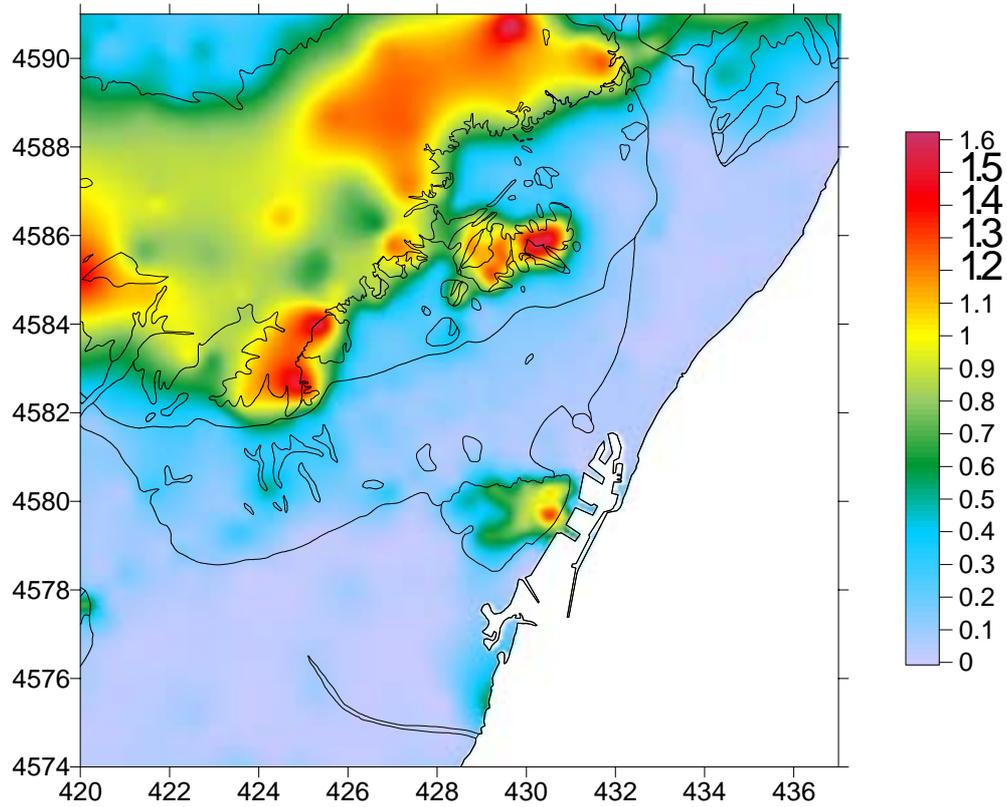


Figura 29. Mapa de distribución de la corrección topográfica del sector 0 – 300 m.

En la figura 30 se muestra el histograma de frecuencias de los valores obtenidos para este sector:

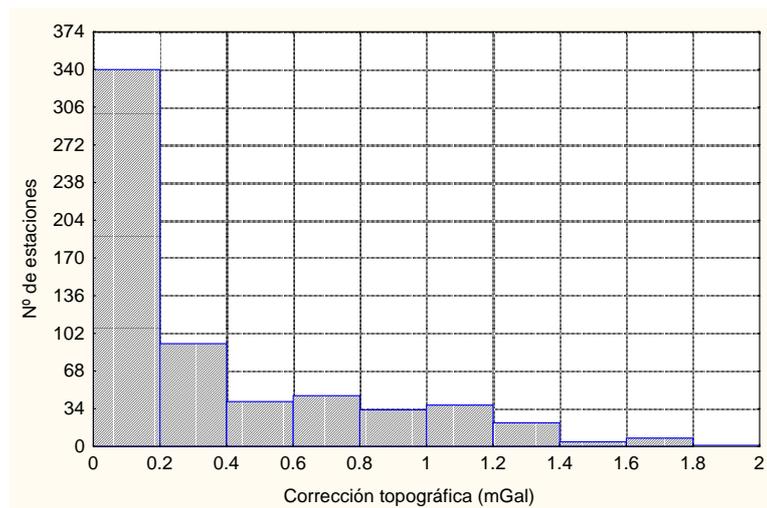


Figura 30. Histograma de frecuencias de los valores del sector 0 – 300 m, con densidad variable

El mayor número de estaciones (cerca del 68 %) tiene valores de corrección inferiores a 0.4 mGal. El resto se distribuye de manera homogénea entre 0.4 y 1.4 mGal, habiendo muy pocas estaciones con valores superiores, hasta 1.8 mGal.

7.3.2. Corrección topográfica cercana

La corrección topográfica cercana comprende el intervalo entre los 300 y 1500 m alrededor de la estación. El intervalo de malla utilizado ha sido de 90 m. Para reducir el tiempo de cálculo, se han utilizado únicamente dos prismas triangulares por intervalo de malla. A pesar de esto, para cada estación se calcula la contribución gravimétrica de un total de 128.000 prismas triangulares. En esta corrección, dada la mayor superficie de terreno, hemos seleccionado una densidad de 2.67 g/cm³.

Las correcciones obtenidas para este sector alcanzan puntualmente valores elevados, con un máximo de 7.83 mGal (localizados en la Sierra del Tibidabo), aunque el 80 % alcanza valores inferiores a 1 mGal. El Turó de la Rovira provoca correcciones de hasta 2.5 mGal. El mapa de distribución se puede observar en la figura 31 y su histograma de frecuencias en la figura 32.

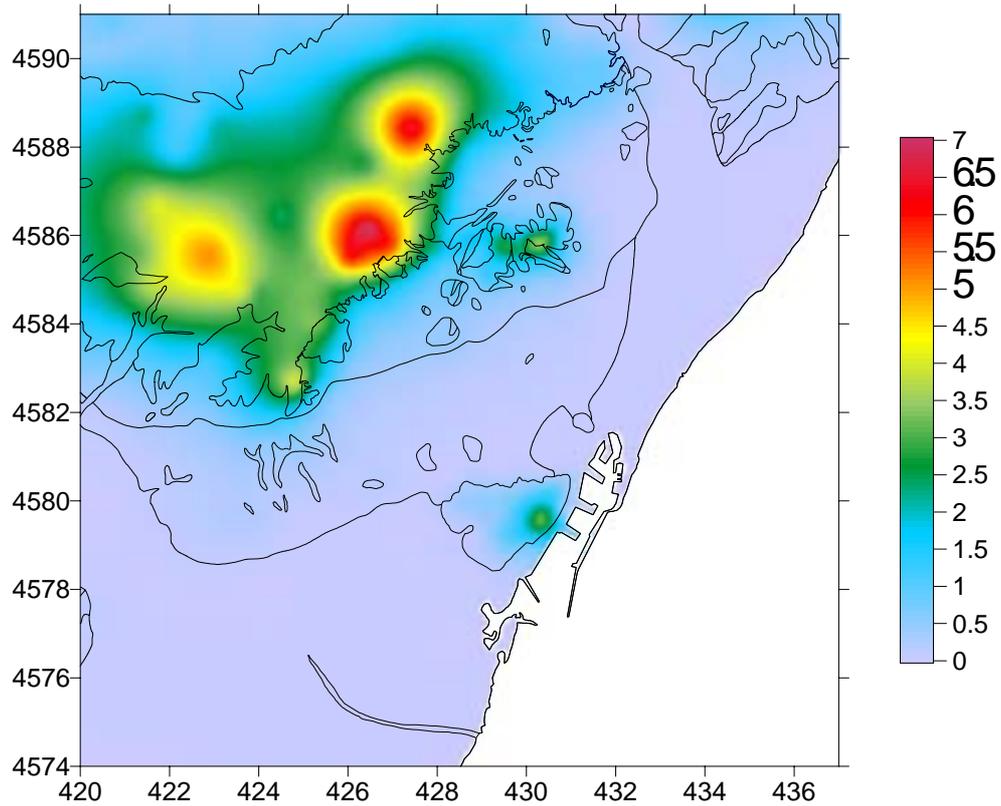


Figura 31. Mapa de distribución de la corrección topográfica cercana (300 – 1500 m).

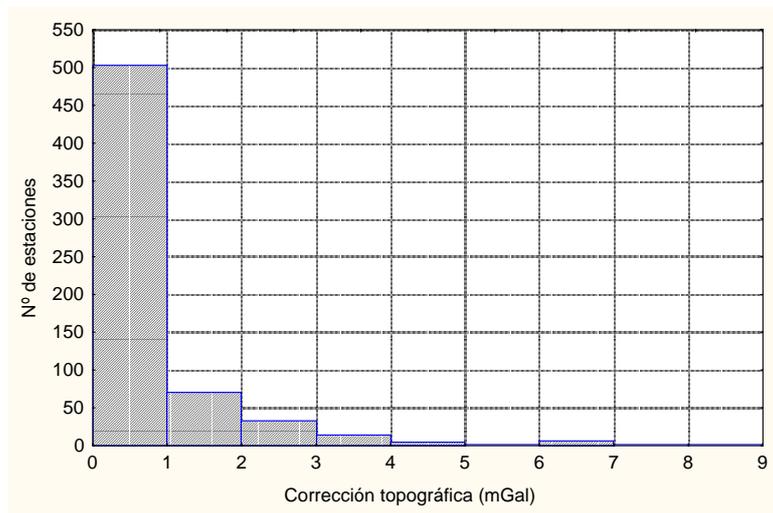


Figura 32 Histograma de frecuencias de los valores de la corrección topográfica del sector 300 – 1500 m, con densidad 2,67 g/cm³.

7.3.3. Corrección topográfica media

La corrección topográfica media comprende el intervalo entre 1.5 y 20 km alrededor de la estación. El intervalo de malla utilizado ha sido de 1 km, con una densidad de 2.67 g/cm^3 y dos caras triangulares por intervalo, lo que ha generado por estación un total de 2738 prismas triangulares. El máximo obtenido es de 3.74 mGal, localizado en el Tibidabo, tal como se observa en el mapa de la figura 33. La distribución de los valores obtenidos se muestra en el histograma de la figura 34. El 83 % de los valores está por debajo de 0.5 mGal.

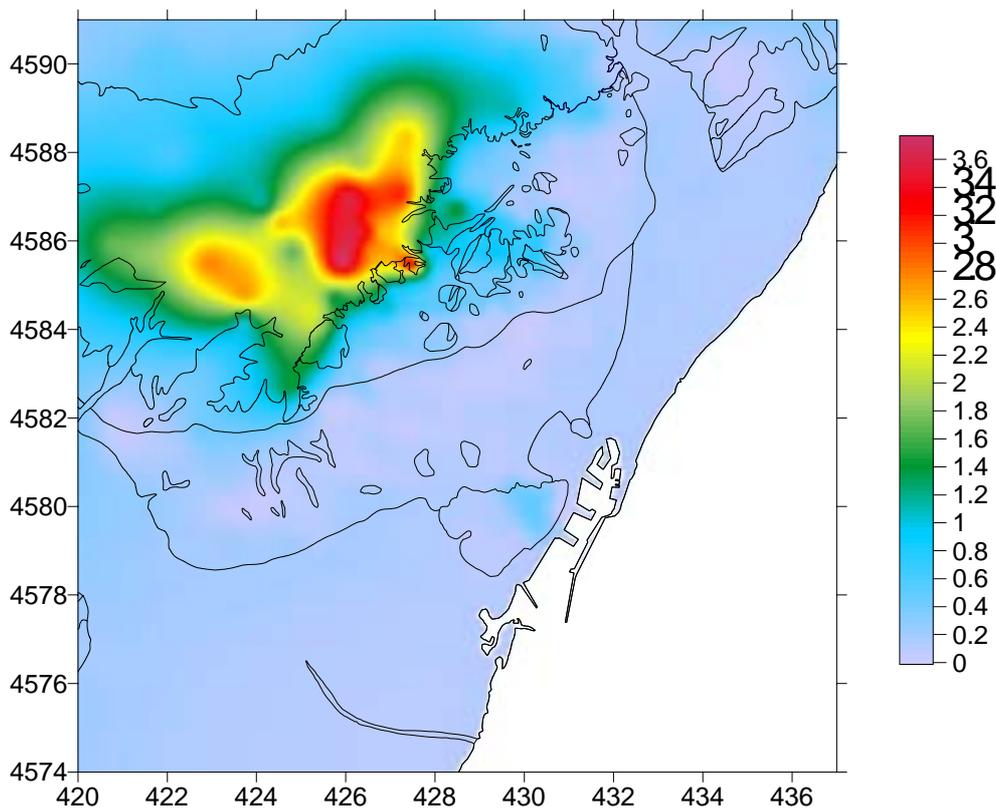


Figura 33. Mapa de distribución de la corrección topográfica media (1500 – 20000 m)

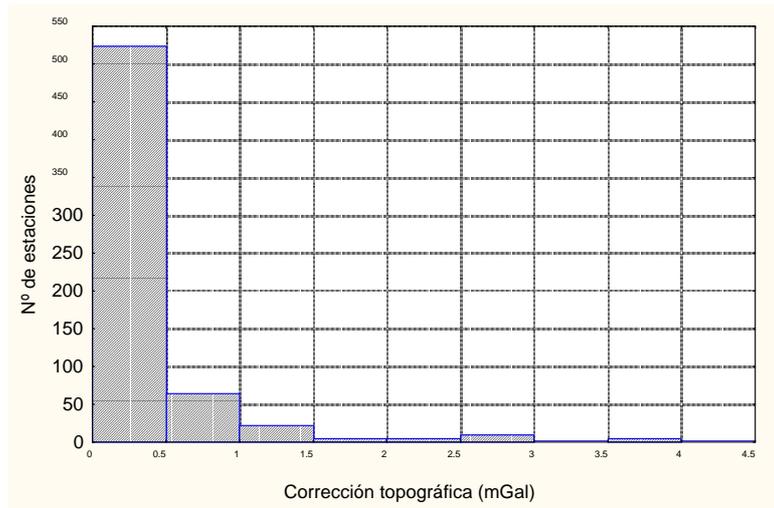


Figura 34. Histograma de frecuencias de los valores de corrección topográfica del sector 1500 – 20000 m, con densidad de 2,67 g/cm³.

7.3.4. Efecto antrópico

La presencia de estructuras artificiales próximas a la estación gravimétrica (edificios, túneles) puede afectar a las medidas, de modo que en campañas de alta precisión será necesario conocer su efecto para corregirlo si éste es apreciable.

Tal como se ha visto en el punto §6.4.10, algunos autores han hecho estudios sobre este efecto, calculando mediante diversos modelos simples una distancia de seguridad (tras la cual el valor de corrección se puede considerar despreciable) de entre 2 y 5 m.

Dado el carácter urbano de esta Tesis nos hemos planteado realizar un modelo tridimensional de estas estructuras, calculando su efecto a partir del ajuste de prismas verticales, para obtener un mapa de variación de la gravedad a su alrededor. De este modo podemos determinar si el efecto es apreciable y la distancia más adecuada para tomar la medida.

Para ello, hemos llevado a cabo la modelización de dos tipos de estructuras: un edificio de forma prismática y un túnel. El cálculo de su efecto

se realizará a partir del método de los prismas de cara triangular inclinada (Pinto, 1993).

- Edificio

Para obtener un modelo más próximo a la realidad, hemos calculado el valor de corrección para un bloque prismático de dimensiones 30 m de altura, 100 m de longitud y 15 m de anchura, con contraste de densidad entre 0.91 y 0.95 g/cm³ (cada 0.01 g/cm³), hasta una distancia de 40 m. En la figura 35A se muestra la gráfica de variación, donde se observa que las diferencias son muy pequeñas. La figura 35B muestra una ampliación de la gráfica anterior para los primeros 5 m.

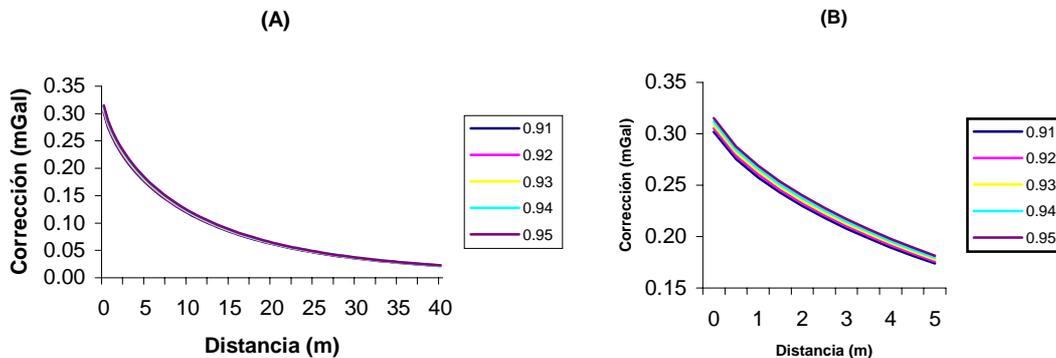


Figura 35. A) Variación del valor de corrección próximo a un edificio. B) Ampliación de los primeros 5 m.

A 5 m de distancia la corrección es de 0.18 mGal. Las medidas se tomaron habitualmente en el chaflán de las esquinas, sobre el asfalto y apartadas de los coches (a una distancia entre 8 y 10 m del edificio), por lo que el valor de corrección varía entre 0.14 y 0.12 mGal, respectivamente.

Dado que los edificios no se encuentran aislados, presentamos la gráfica correspondiente a dos edificios separados por una calle de 20 m, el caso más habitual en el ensanche barcelonés (figura 36). A una distancia de 8 m, la corrección asciende a 0.25 mGal, por lo que se observa que al realizar las medidas en las esquinas, evitamos un incremento en el error de 0.1 mGal.

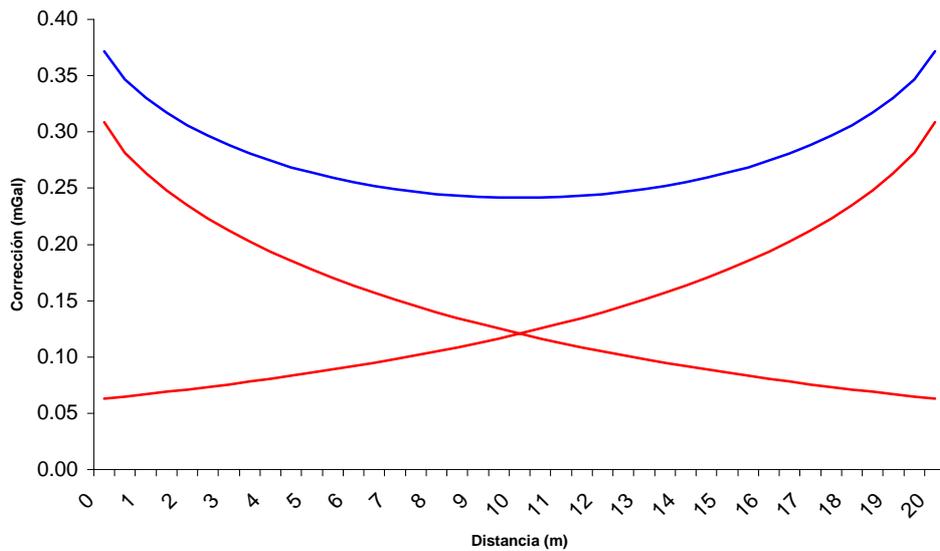


Figura 36. Corrección del valor de gravedad entre dos edificios. En rojo, variación para cada edificio aislado; en azul, efecto combinado.

- Túnel

En caso de proximidad de un túnel, podría ser necesario aplicar una nueva corrección al valor de gravedad medido. Las secciones posibles son numerosas, dependiendo del tipo de túnel (carretero, ferroviario, hidráulico...) y del método de excavación. La sección de túneles de metro puede variar entre circular (habiendo sido modelizado su efecto por Roca y Casas, 1981), o con hastiales verticales y bóveda en arco. López et al. (1997) muestran dos secciones tipo según el método de excavación, de las cuales tomamos la de hastiales verticales como ejemplo para nuestro estudio.

En Barcelona podemos encontrar ambos modelos. Las dimensiones medias del segundo tipo son de 8 m de base por 8 de altura. En túneles carreteros, la anchura puede ser mayor para permitir la instalación de diversos carriles de circulación por sentido de marcha. Por ello, realizaremos el cálculo de la corrección para un modelo estándar de 10 m de base por 8 m de altura. Proponemos tres variantes para el cálculo que permitan caracterizar adecuadamente las diferentes situaciones en las que se halle una estación gravimétrica respecto a un túnel (figura 37):

- A) Final de trayecto de una línea.
- B) Tramo recto intermedio.
- C) Giro de túnel.

Hemos calculado el valor de la anomalía para un túnel con la *clave* (techo) a 10 m de profundidad, y un contraste de densidad con el encajante de 2.1 g/cm^3 . Para este modelo, la terminación de un túnel (figura 37A) genera un máximo de 0.19 mGal, descendiendo a 0.04 mGal a 50 m de distancia. En un tramo recto intermedio (figura 37B), al que hemos dado una extensión de 500 m por extremo para que se observe su influencia lateral, el valor asciende a 0.248 mGal, con un mínimo de 0.09 mGal a 50 m por cada lado. Por último, el modelo de túnel en giro (calculado sin extensión lateral) muestra valores más pequeños de 0.106 mGal en el centro de la curva, para descender a 0.05 mGal en el tramo recto (figura 37C).

En la situación más desfavorable, las correcciones son menores a 0.25 mGal sobre el eje (figura 37B), o a 0.1 mGal a 45 m del eje.

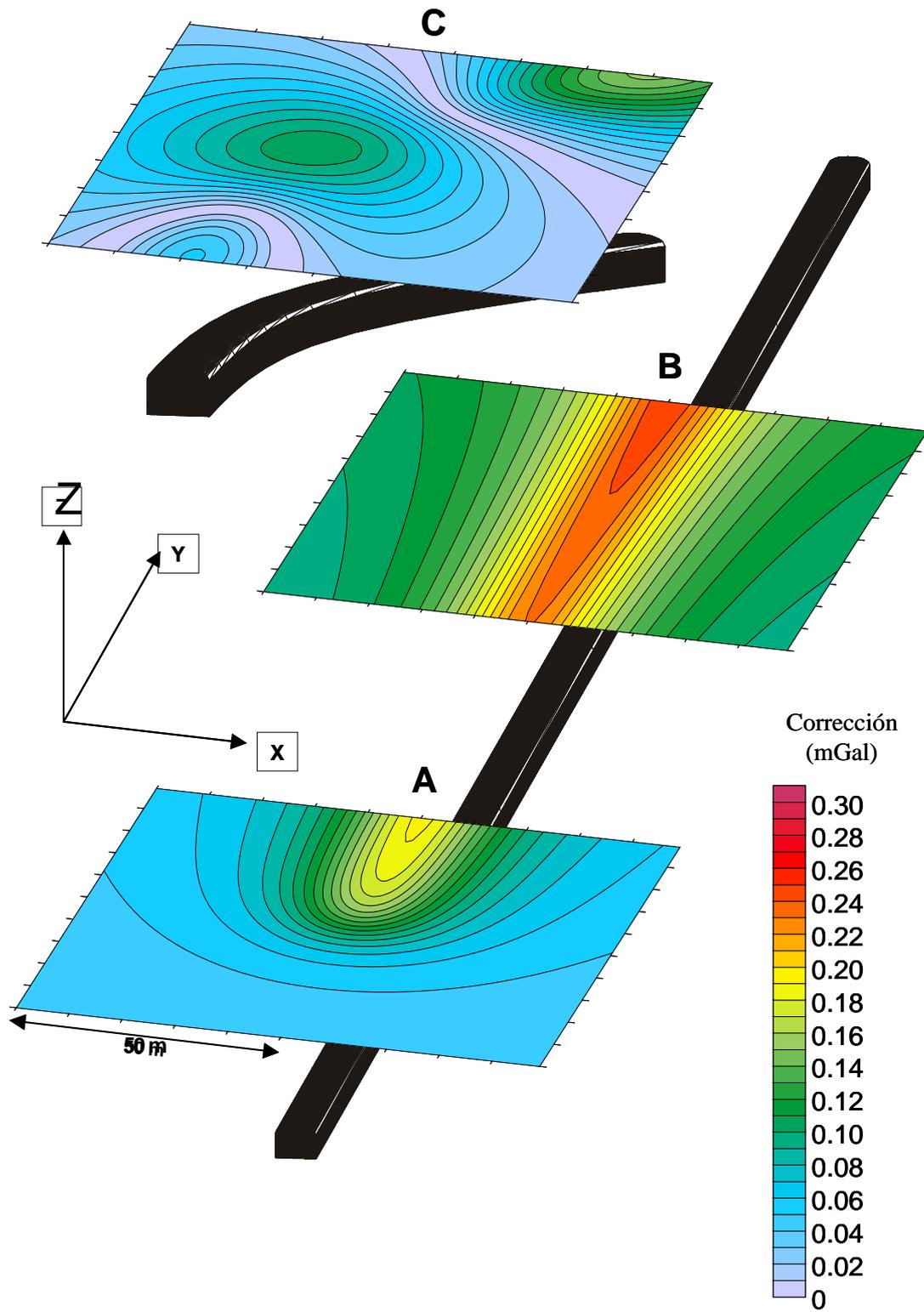


Figura 37. Corrección gravimétrica generada por un túnel. A) Tramo final; B) tramo intermedio; C) Giro.

7.4. Anomalía de Bouguer. Anomalía regional. Anomalía residual

7.4.1. Variabilidad de las medidas: estudio geoestadístico

Una vez eliminados los efectos antrópicos o instrumentales de las medidas gravimétricas, mediante las correcciones oportunas, obtenemos el mapa de Anomalía de Bouguer. Este mapa refleja las variaciones de gravedad provocadas por los cambios laterales de densidad en el terreno, y se halla compuesto por dos efectos: un valor debido a la estructura geológica profunda de ámbito regional superpuesto a unos valores debidos a estructuras locales y más superficiales. Restando al mapa de Bouguer la tendencia regional, obtendremos el mapa de Anomalía Residual, que refleja la estructura del subsuelo.

Como se ha visto en el punto §6.4, la anomalía de Bouguer se obtiene a partir de la siguiente fórmula:

$$AB = g_{obs} - g_f + g_{FA} \pm g_{BOU} \pm g_{CT}$$

Los valores obtenidos, no presentan una distribución continua de sus frecuencias, como se observa en el histograma de la figura 38A. El variograma omnidireccional resultante (ver anexo 1) muestra una clara tendencia, con ajuste de un modelo lineal hasta unos 6 km, a partir de donde se alcanza bruscamente una meseta (no siendo posible ajustar un modelo esférico), indicando la completa independencia de los valores a partir de esta distancia.

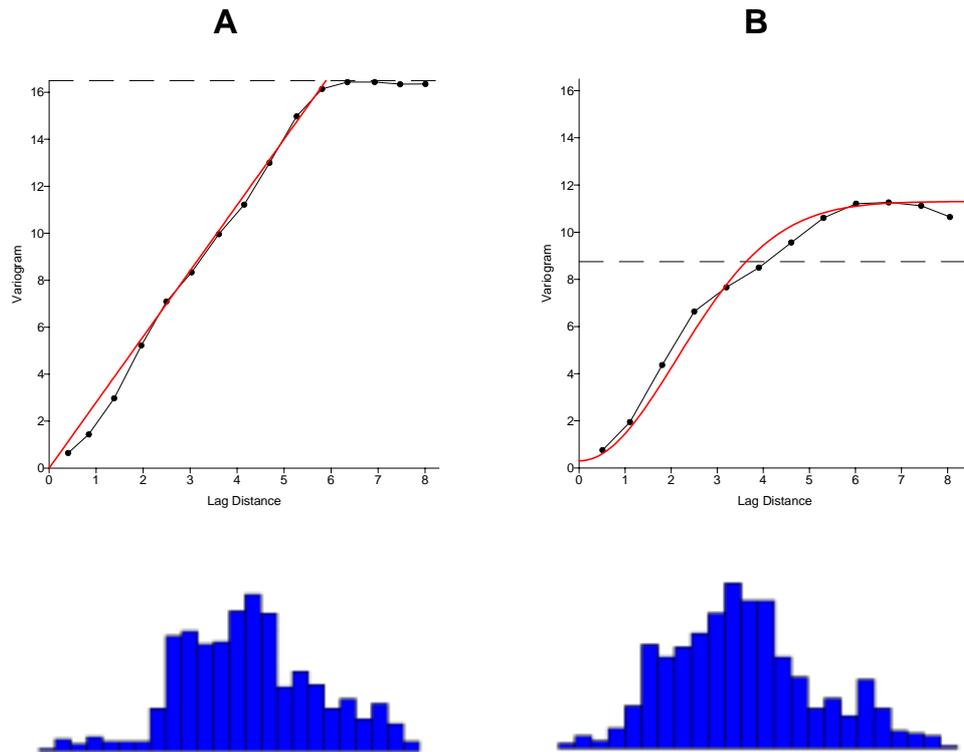


Figura 38. A) Histograma y variograma del mapa de Bouguer. B) id, restando componente lineal.

Si extraemos una tendencia lineal, observamos que el histograma (figura 38B) se aproxima a un modelo gaussiano (a pesar de mostrar aún una pequeña población de valores elevados), y su variograma resultante presenta un modelo claramente gaussiano, con al menos dos componentes. Trabajamos con el variograma omnidireccional (traducido en algunos casos como isótropo, aunque lleva a confusión con la isotropía/anisotropía de la variable) debido a que la anisotropía direccional es elevada, no habiendo encontrado un variograma direccional satisfactorio.

7.5. Mapa de Anomalía de Bouguer

A partir del variograma B, hemos generado el mapa de anomalía de Bouguer de la ciudad de Barcelona mostrado en la figura 39.

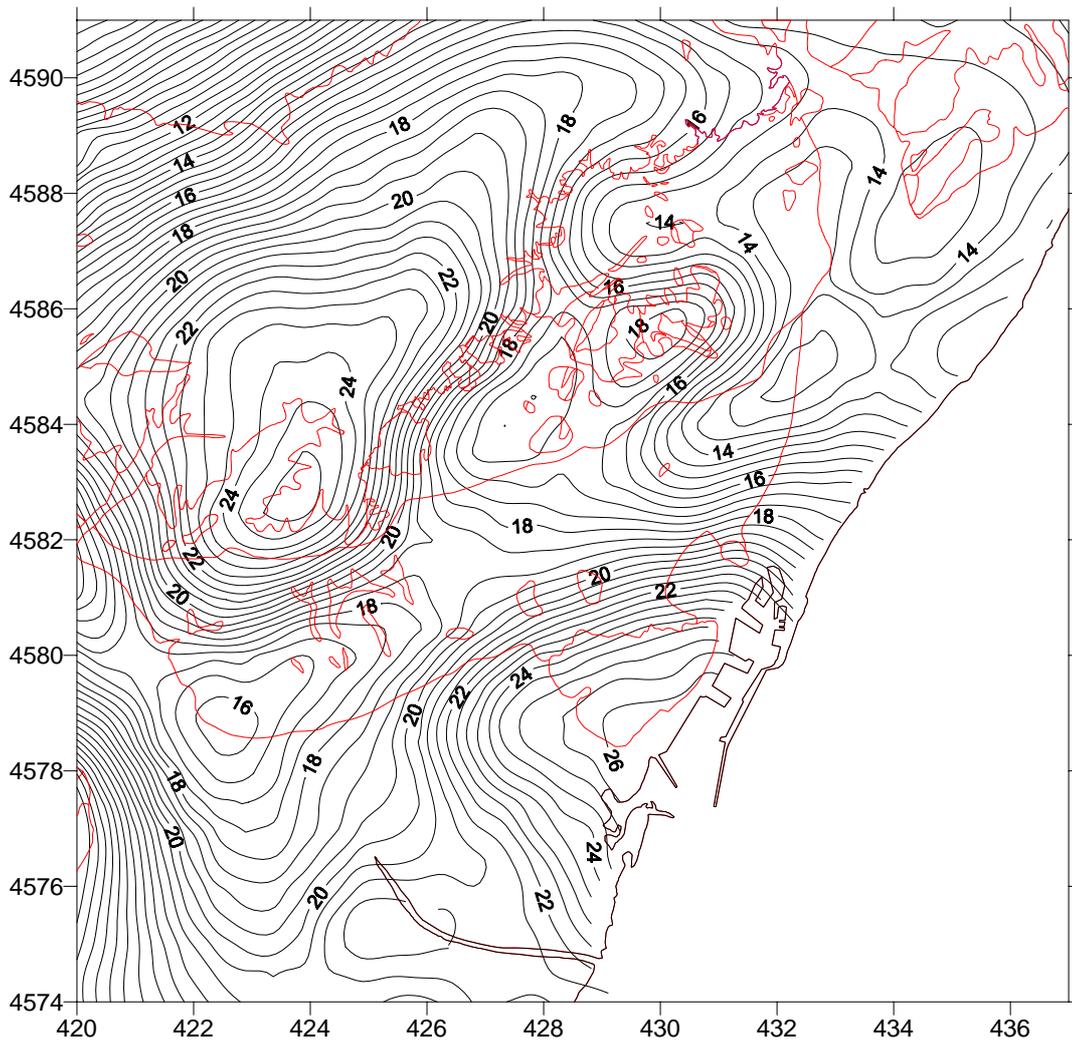


Figura 39. Mapa de anomalía de Bouguer de la ciudad de Barcelona con la superposición de los contactos geológicos

Los rasgos más importantes observables son:

- La presencia de dos máximos importantes: uno de dirección NE-SW y valor máximo de 25.6 mGal, relacionado con el paleozoico del macizo de Collserola, con un margen S con un fuerte gradiente indicativo de contacto mediante falla. También se observa una extensión del gradiente hacia los afloramientos de los Serrats; y un máximo local asociado al afloramiento mioceno de Montjuïc, limitado por fuertes gradientes.

- Una pequeña cubeta con un mínimo de 11.4 mGal bajo la cobertera del llano de Barcelona, con una extensión bajo el cauce del Besós, y en dirección hacia la costa, de la que no tenemos datos.

A este mapa se le extrajeron regionales mediante polinomios de grado 1 a 3, con efecto de observar cual se ajustaba más a la dirección regional provocada por las Cadenas Costeras Catalanas, y observable en el mapa de anomalía de Bouguer de Cataluña de Casas et al. (1987). A partir de cada mapa regional, podríamos obtener a partir de una gráfica de varianza (Rivero, 1993), cual es el grado de polinomio más adecuado para extraer la regional, pero la utilización de criterios únicamente matemáticos no provocó el ajuste adecuado de las isólinas a los contactos geológicos.

Para lograr un mejor ajuste del mapa residual, hemos añadido una restricción geológica: que el valor 0 de anomalía residual se ajuste lo máximo posible al contacto paleozoico – cuaternario. De esta manera, evitamos que los valores de anomalía de Bouguer lejos del contacto adquieran valores excesivamente elevados, como ocurrió en los ajustes polinómicos iniciales.

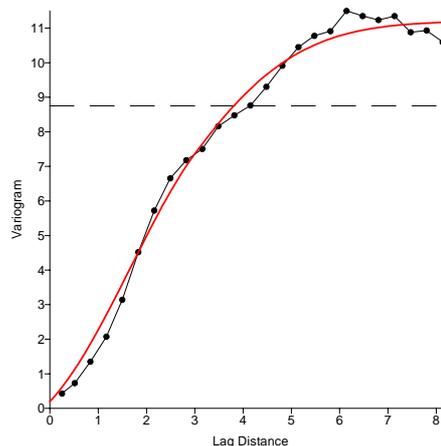


Figura 40. Variograma muestral omnidireccional de los valores de anomalía residual.

El variograma omnidireccional (ver anexo 1) resultante de los valores de anomalía residual (figura 40) muestra un modelo gaussiano, irregular,

compuesto por al menos dos componentes gaussianas (reducir el número de *lags* no ha mejorado la definición del variograma).

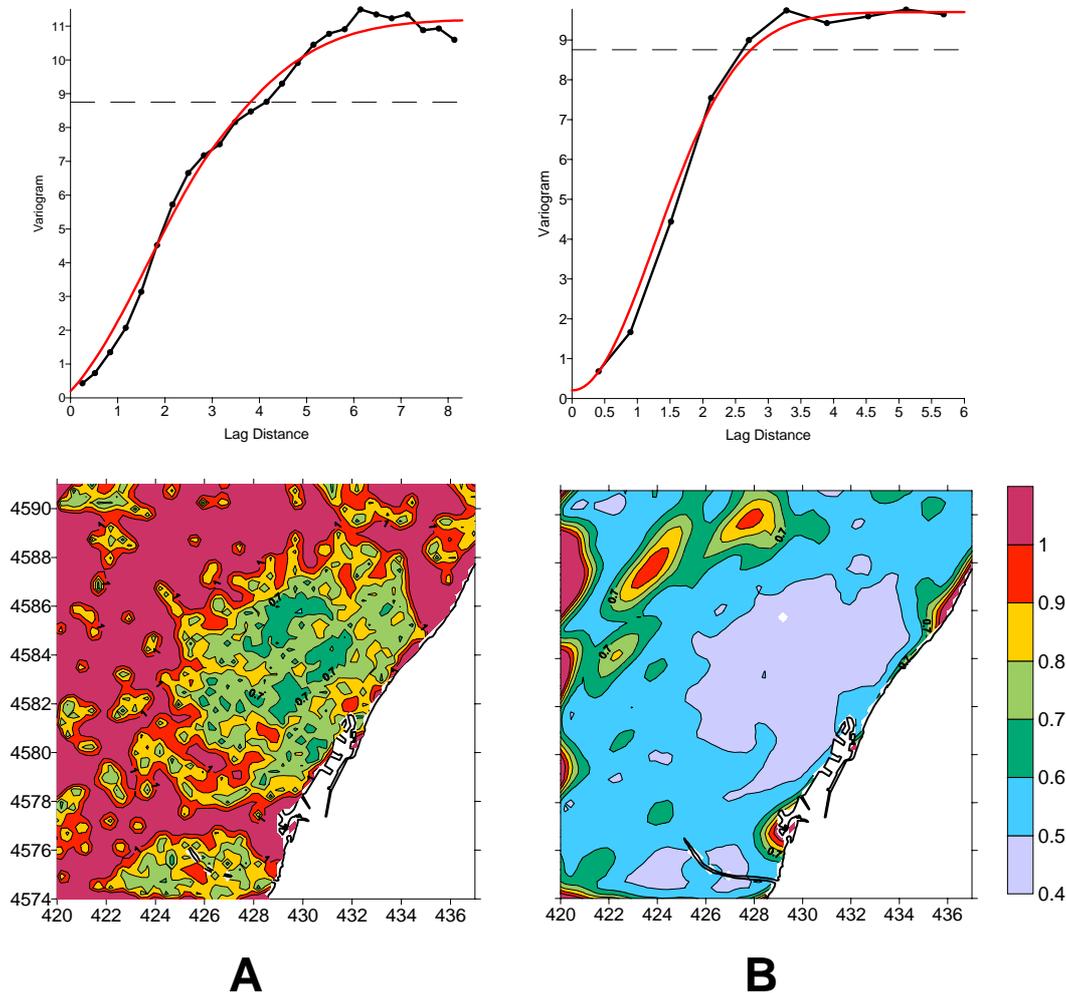


Figura 41. A) Variograma omnidireccional y mapa de desviaciones estándar de la anomalía residual. B) Variograma direccional y mapa de desviaciones estándar.

Es difícil establecer con seguridad el valor del efecto pepita obtenido dado que el primer *lag* se aparta considerablemente del origen, aunque se puede establecer alrededor del valor de $\gamma(h)$ de 0.2, lo que da un error medio en las medidas, tras las correcciones, de $\sqrt{\gamma(h)} = 0.45$ mGal, compatible con los errores calculados en el proceso de toma de datos y procesamiento.

A causa de la fuerte anisotropía de los variogramas direccionales, hemos realizado su análisis con objeto de comparar las diferencias de valores

obtenidos con el variograma omnidireccional. En la figura 41 se muestra la comparación entre el variograma omnidireccional y su mapa de desviaciones estándar (A) y el los correspondientes al variograma direccional con el mejor ajuste (B).

Este último ha dado los siguientes parámetros:

- Dirección: 100°
- Tolerancia: 20°
- Distancia máxima: 6 km.
- Efecto pepita: 0.2
- Modelo Gaussiano. Meseta: 9.5; Alcance: 3.1; Anisotropía: $1.9 - 40^{\circ}$.

El mapa de desviaciones estándar para este modelo (figura 41B) muestra un

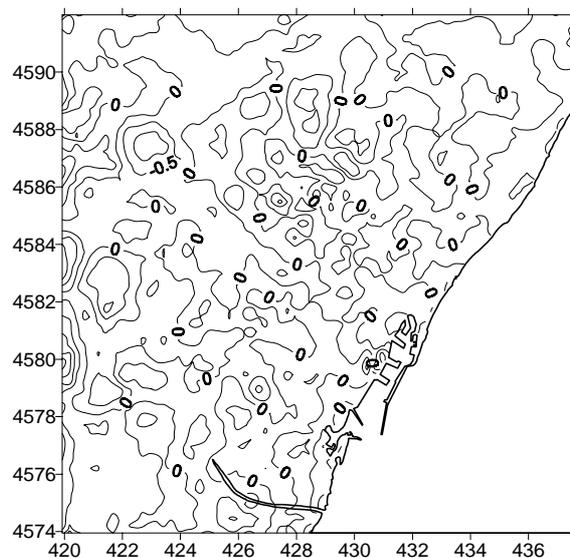


Figura 42. Diferencia de valores entre la residual obtenida a partir de un variograma omnidireccional, y de un variograma direccional.

mejor ajuste general (0.5 mGal de promedio, frente a 1 mGal en el omnidireccional, figura 41A), hallándose localizados los mayores errores en los márgenes, por el efecto de borde.

La diferencia de valores entre el mapa de anomalía residual a partir del variograma omnidireccional y el direccional varía entre -0.5 y $+0.5$ mGal. (figura 42)

7.6. Mapa de Anomalía Residual de la ciudad de Barcelona

A partir de los parámetros obtenidos con el variograma direccional hemos generado mediante *Krigeado* el mapa de anomalía residual de la ciudad de Barcelona.

Para seleccionar el intervalo de malla más adecuado para la interpolación, hemos seguido el criterio utilizado por Torné (1988). Así, el intervalo de malla 'A' cumple que:

$$d/4 \leq A \leq d/2$$

donde

A = intervalo de malla,

d = distancia media entre los puntos experimentales

$$= \sqrt{\frac{(X_{MAX} - X_{MIN})(Y_{MAX} - Y_{MIN})}{N}}$$

N = número de puntos

Dado que la distribución de puntos es irregular a lo largo del mapa, hemos seleccionado cuatro zonas (*Serrats* de la Rovira, Tibidabo, Llobregat y Badalona), y calculado su densidad y distancia media. Los valores se hallan comprendidos entre 320 m entre estaciones para los *Serrats*, y 1100 m para el Tibidabo, siendo el intervalo promedio obtenido de 295 m. Para un intervalo de 300 m, se generan pequeñas anomalías que constituyen ruido de fondo, por lo que hemos optado por ampliar el intervalo a 400 m, aplicando así un factor de suavización.

El mapa de anomalías residuales se muestra en la figura 43. Podemos destacar los siguientes rasgos, ya previamente manifestados en el mapa de anomalía de Bouguer:

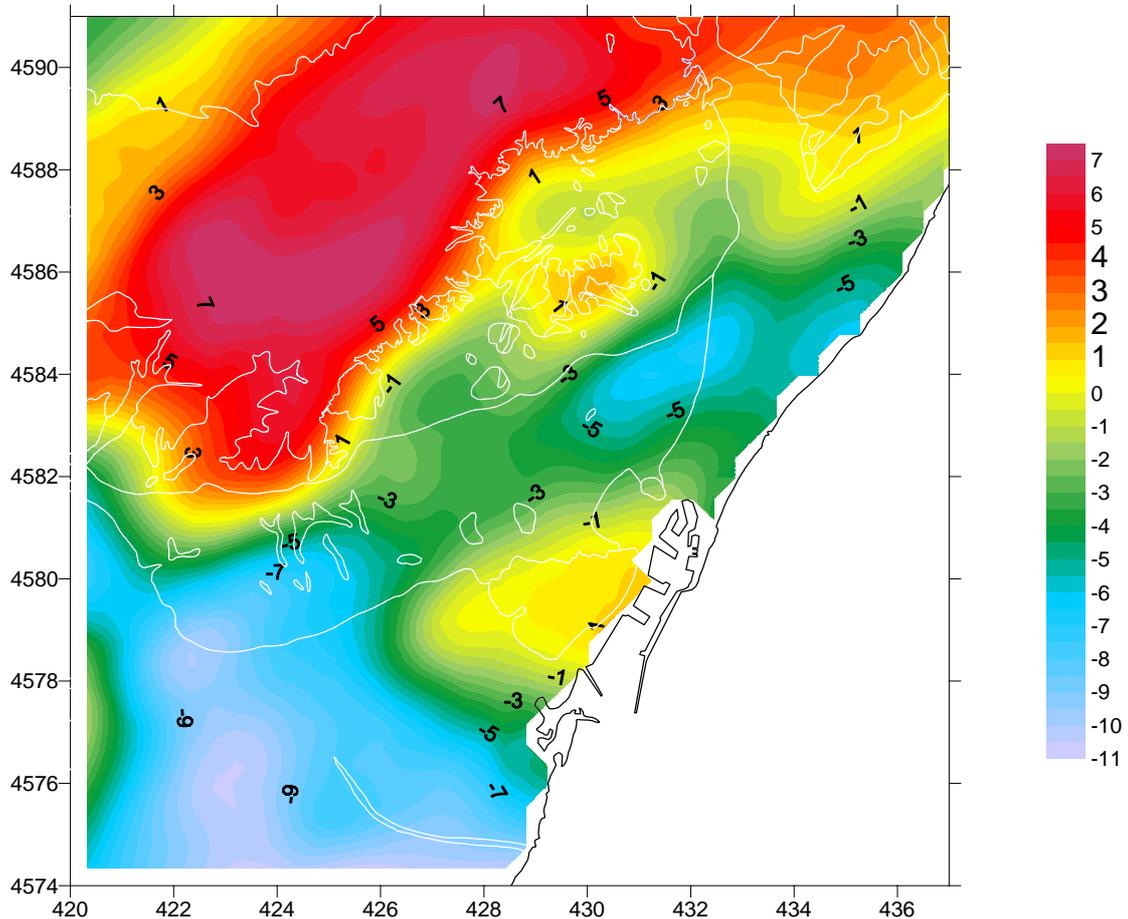


Figura 43. Mapa de anomalía residual (mGal) de la ciudad de Barcelona.

El macizo de Collserola genera una anomalía positiva de dirección NE-SW, con un máximo local de 7 mGal en dirección Tibidabo – Santa Creu D’Olorde. La isonómalas de valor 0 coincide satisfactoriamente con el límite del afloramiento, excepto en los márgenes de los *Serrats* de la Rovira, donde no se ajusta a los afloramientos del Putxet, Monteroles y Turó de la Peira. Únicamente se pudo ajustar a estos afloramientos a partir de un polinomio de 2º grado, a costa de mover la línea de 0 mGal muy lejos del contacto en el resto del mapa, y elevando el máximo de Collserola a 15 mGal, valor completamente forzado.

El afloramiento miocénico de Montjuïc genera una anomalía positiva de entre 0 y 2 mGal, limitándose por los márgenes N y SW por fuertes gradientes. La isoanómala de 0 mGal sigue con buen ajuste el límite del afloramiento.

Entre ambos positivos, aparece una anomalía negativa de dirección ENE-WSW aproximadamente paralela a la avenida Diagonal, y dividida en dos mínimos de -6 mGal que generan una pequeña cubeta. Uno de los mínimos queda abierto hacia la costa, sin poder definir su cierre por falta de datos marinos. Esta cubeta queda limitada en su margen NW con el afloramiento de los *Serrats* por un fuerte gradiente, que se suaviza hacia el cauce del Besós para continuar en el Maresme; su margen S se establece con el mioceno de Montjuïc, con gradiente algo más suave.

Por último, bajo el delta del Llobregat se genera una anomalía negativa de -10 mGal, siguiendo un eje que se desvía del cauce actual del río hacia el S, indicativo de un depocentro desviado de la dirección actual.

Estas características muestran un zócalo de estructura compleja como consecuencia de la actuación de diversas fallas. Esta hipótesis se ve apoyada por el hecho de la diferencia de cota entre los distintos afloramientos de los materiales pliocenos: por encima del nivel del mar en el cauce del Llobregat, Cornellà y Sants, y a -56 m en el llano de Barcelona.

7.7. Método de modelización 3D utilizado

La modelización gravimétrica mediante métodos sintéticos, se basa en asumir la geometría del cuerpo geológico, a un conjunto de cuerpos geométricos sencillos. Normalmente se trata de métodos automáticos de inversión, y consisten en aproximar la geometría de la estructura a investigar a una serie de prismas verticales, mediante un procedimiento iterativo de ajuste a un modelo inicial, cuyos parámetros se van modificando en cada iteración siguiendo un determinado criterio. El proceso se repite hasta que la anomalía teórica del modelo geométrico final difiere de la anomalía experimental en un valor de error preestablecido. En los métodos iterativos es necesario la presencia de un criterio o factor que en cada iteración varíe la profundidad de los prismas, de forma que se minimize el error entre las anomalías teóricas del modelo y las experimentales. Como criterio de iteración se ha utilizado el de Bott (1960) :

$$\text{grosor}(i,j)_n = \text{grosor}(i,j)_{n-1} + (A.\text{Experimental}(i,j) - A.\text{Teórica}(i,j)_{n-1}) / (2 * \pi * G)$$

(G = constante universal de gravitación)

Para conocer de manera más realista la variación en profundidad de los sedimentos, diversos autores han calculado curvas teóricas a partir de sondeos petrolíferos (Cordell, 1973; Granser, 1987b; Chai y Hinze, 1988; Murthy y Rao, 1979; Bhaskara et al., 1990, 1991). En nuestro caso, hemos introducido en el sistema de inversión la curva bicuadrática de variación de densidad de un sondeo próximo, en concreto el MARTORELL-1 (Lanaja, 1987), situado en una cuenca terciaria próxima (cubeta del Vallés), en las coordenadas geográficas 1º 50' 37,00" - 41º 29' 48,00", lo que nos ha permitido modelizar de manera más realista el recubrimiento sedimentario (figura 44) .

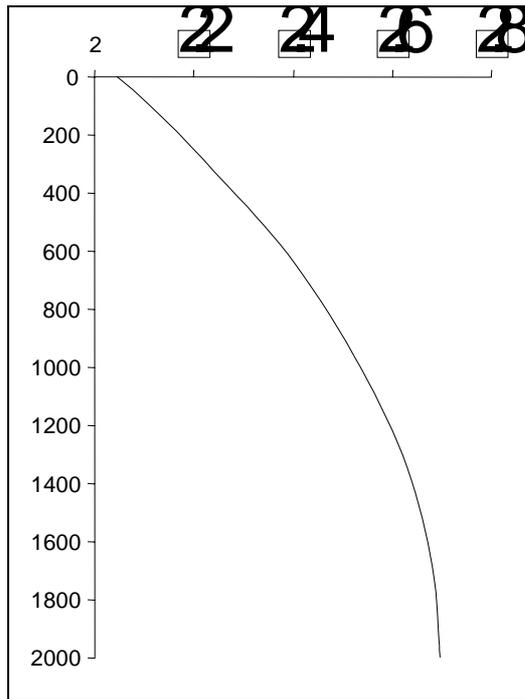


Figura 44. Curva de variación de densidad en profundidad. Sondeo MARTORELL-1. Curva bicuadrática ($a_0 + a_1 \times z + a_2 \times z^2$). $a_0 = 2.06$, $a_1 = 0.6600$, $a_2 = -0.1664$.

***8. MODELOS GRAVIMÉTRICOS DE
LA CIUDAD DE BARCELONA***

8. MODELOS GRAVIMÉTRICOS DE LA CIUDAD DE BARCELONA

8.1. Introducción

Debido al problema inherente de los campos potenciales, los modelos posibles que se pueden ajustar a una determinada anomalía gravimétrica son numerosos (tal como se explica en el capítulo §6.3), en función de la relación entre sus parámetros (geometría, contraste de densidad y profundidad de la fuente). Por tanto es necesario disponer de datos suplementarios que acoten los posibles modelos a un rango limitado de soluciones.

En la ciudad de Barcelona solo se hallan disponibles, además de la geología superficial, datos de sondeos geotécnicos que no han bajado más de 40 m en la zona costera, habiendo alcanzado únicamente en el Llano de Barcelona el techo o los primeros metros de los depósitos pliocenos. Solo existe una campaña de sondeos más profundos, de Rubio y Kindelán (1910), cinco de los cuales han alcanzado más de 100 m de profundidad (cortando dos de ellos el techo del mioceno a 55 y 115 m), permitiendo por tanto tener cierta información sobre la profundidad mínima a la que deberemos encontrar el sustrato.

La geología superficial no da indicios fehacientes de la disposición del sustrato, toda vez que el recubrimiento plio-cuaternario oculta tanto la extensión y disposición de los sedimentos miocenos como el zócalo paleozoico. El modelo propuesto por Llopis (1942b) es una interpretación basada en datos indirectos por extrapolación de fallas en zonas próximas, por lo que se requería disponer de algún medio que diera datos objetivos sobre la morfología en profundidad del sustrato paleozoico.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, no es posible obtener mediante gravimetría un modelo único de disposición del sustrato, sino un rango de

soluciones posibles basadas en consideraciones sobre los contrastes de densidad más realistas y la cota inferior a partir de los sondeos antes mencionados. Además no se puede determinar, de manera experimental, un único valor adecuado de densidad del recubrimiento sedimentario debido a cambios de composición tanto verticales como laterales, de los cuales solo se tiene conocimiento en el cuaternario superficial. La utilización de métodos de estimación de la densidad a partir de la gravimetría no ha sido posible debido a que la disposición estructural de los materiales lo ha impedido.

8.2. Resultados

Debido a la ausencia de datos sobre la potencia y extensión en profundidad de los sedimentos miocenos, hemos calculado diversos modelos con diferentes densidades para el relleno sedimentario, tanto fijas como variables en profundidad, comparándolos con los sondeos para determinar su grado de certidumbre.

Hemos limitado el cálculo de la inversión a la anomalía negativa bajo el Llano de Barcelona, que es el objetivo del presente trabajo.

Los modelos obtenidos presentan una morfología de la cuenca extendiéndose en dirección SW-NE, cortando con un ángulo de aproximadamente 20° a la línea de costa. El contacto de la cubeta con los *Turons*, margen NW, presenta una pendiente muy acusada, bastante mayor que la que se observa en su margen SE (Montjuïc). La cubeta presenta extensiones muy localizadas de pequeño tamaño, una al N y otra al W.

Teniendo en cuenta los diferentes modelos realizados se han obtenido máximos de potencia para la cubeta que varían entre los 450 (densidad fija de 2.2 g/cm^3) y los 976 m (densidad variable y 2.2 g/cm^3 en superficie).

- **Modelos con densidad fija**

Como primera hipótesis de trabajo, hemos calculado los modelos con contraste de densidad fijo. Teniendo en cuenta que, a pesar de la similitud de densidad entre los sedimentos cuaternarios y pliocenos, en profundidad debe haber cierta potencia de margas y areniscas de edad miocena (el valor más elevado corresponde a las areniscas, con 2.4-2.5 g/cm³), por lo que la densidad resultante deberá ser un promedio entre ambos conjuntos litológicos. Hemos comprobado los modelos obtenidos para densidades del relleno de 2.2 y 2.3 g/cm³.

A pesar de haber calculado el modelo de inversión hasta 30 iteraciones, hemos seleccionado la iteración 15 como definitiva, dado que a partir de este punto, las variaciones de RMS son mínimas, y por tanto las hemos considerado poco relevantes.

A) Modelo con densidad del relleno de 2.2 g/cm³

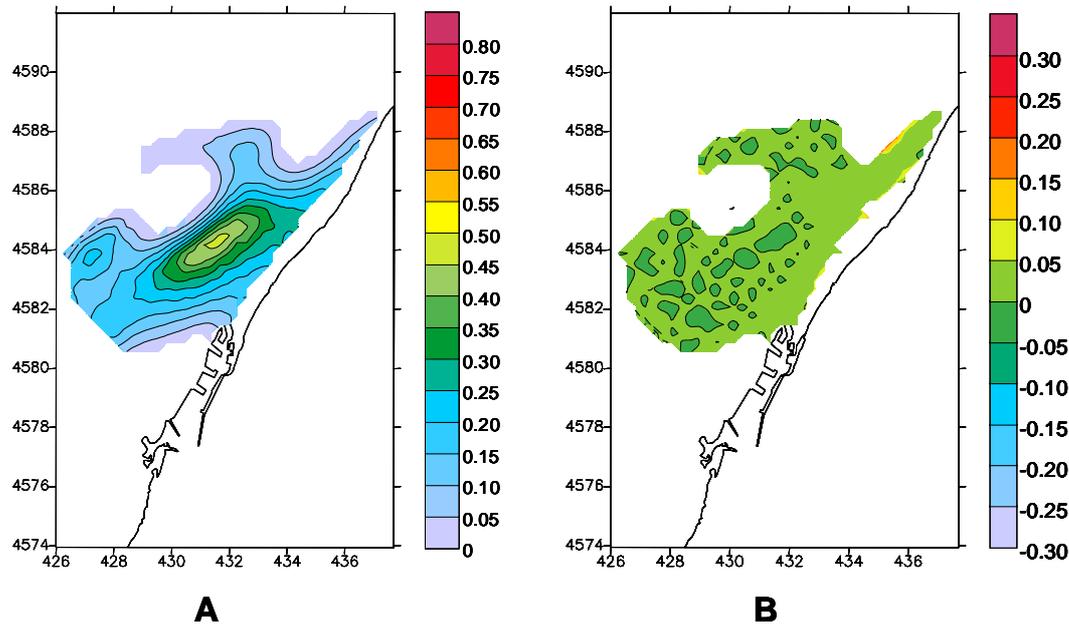


Figura 45. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad homogénea de 2.2 g/cm³. B) Errores del mapa

El depocentro de la cubeta ha alcanzado una profundidad máxima de 450 m (figura 45A). La extensión hacia el N presenta una potencia de entre 100 y 150 m. El mapa de errores (figura 45B), muestra valores de ± 0.1 mGal con distribución homogénea en toda el área, por lo que podemos deducir que el cálculo ha obtenido un modelo bastante coherente. Por otra parte, la curva de RMS (figura 46) puede considerarse asintótica a partir de la iteración 8, alcanzando un valor de 0.1 mGal.

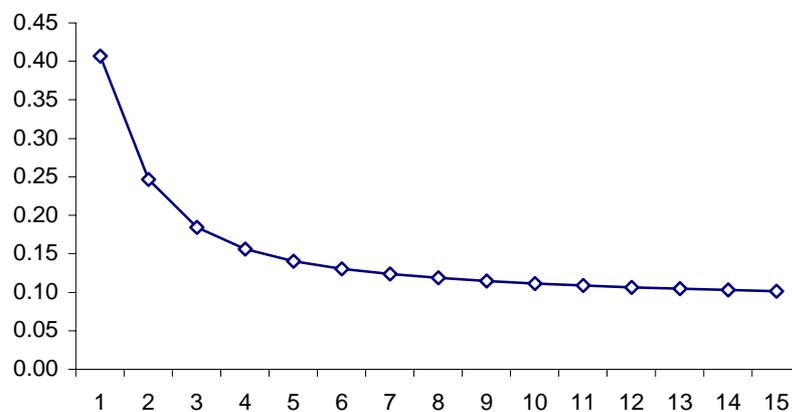


Figura 46. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad homogénea de 2.2 g/cm³

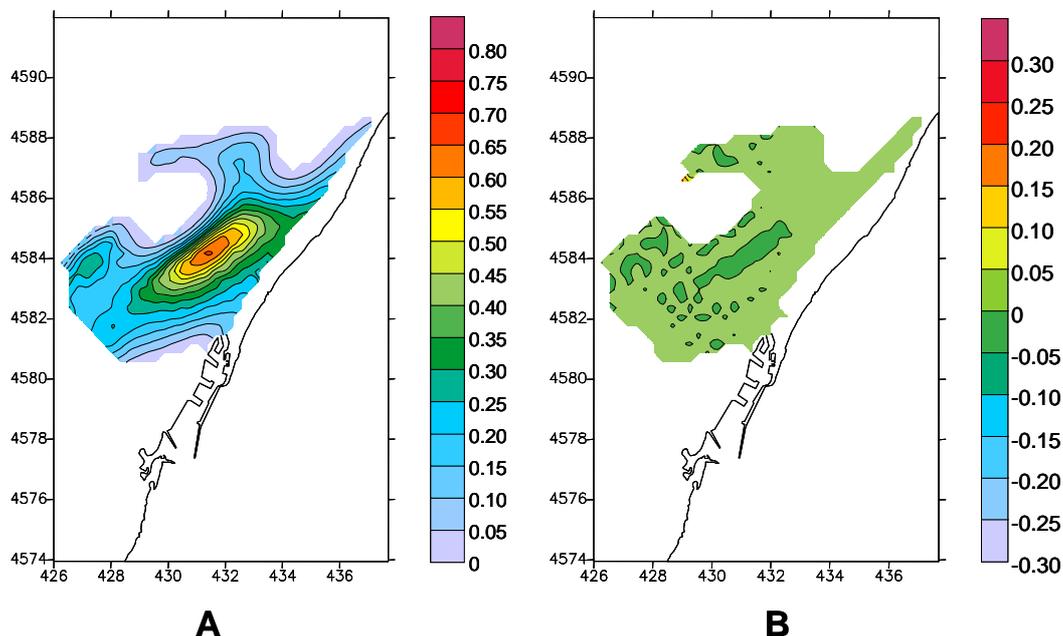
B) Modelo con densidad del relleno de 2.3 g/cm³

Figura 47. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad homogénea de 2.3 g/cm³. B) Mapa de errores

El mapa de potencia de sedimentos (figura 47A), muestra un valor máximo puntual de 650 m, con un promedio de 600 m en la base. En la extensión N, aumenta ligeramente la potencia, aunque la mayor variación se observa en la extensión situada al W, con valores de 250 m. El mapa de errores (figura 47B), presenta valores menores a -0.1 mGal aunque con una cierta alineación encima de la cubeta. En la curva de RMS (figura 48) se observa un incremento de valor prácticamente constante de 0.04 mGal respecto al modelo anterior.

No hemos considerado el cálculo con densidades medias del relleno mayores, dado que los sondeos en el Llano han localizado siempre sedimentos pliocenos, por lo que deducimos que por encima de 2.3 g/cm³, estaríamos sobreestimando la densidad.

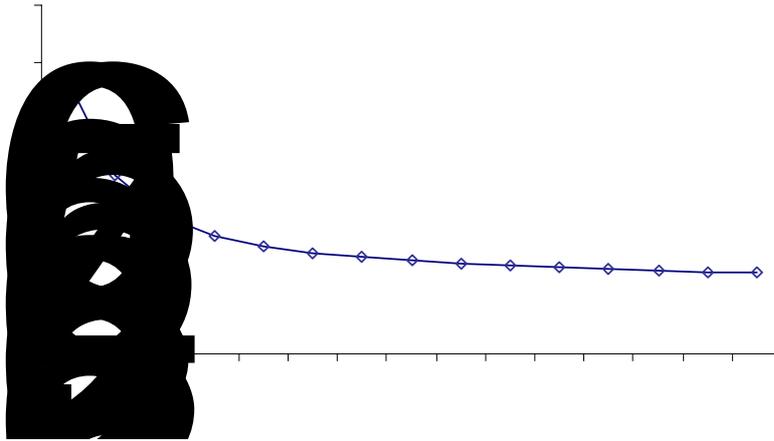


Figura 48. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad homogénea de 2.3 g/cm^3

- ***Modelos con densidad variable***

Los modelos con densidad fija nos han permitido obtener un primer rango de potencia de la cubeta. aunque son modelos que no aproximan el terreno a la realidad geológica, debido a que en profundidad se produce la compactación de los sedimentos tomando por tanto una mayor densidad. Por ello, hemos aplicado una curva de variación de densidad en profundidad, a partir de la curva obtenida para el sondeo MARTORELL-1 (Lanaja, 1987). Hemos calculado los modelos para una densidad superficial media entre 2.0 y 2.4 g/cm³ y una curva bicuadrática ajustada por mínimos cuadrados.

C) Modelo con densidad superficial de 2.0 g/cm³

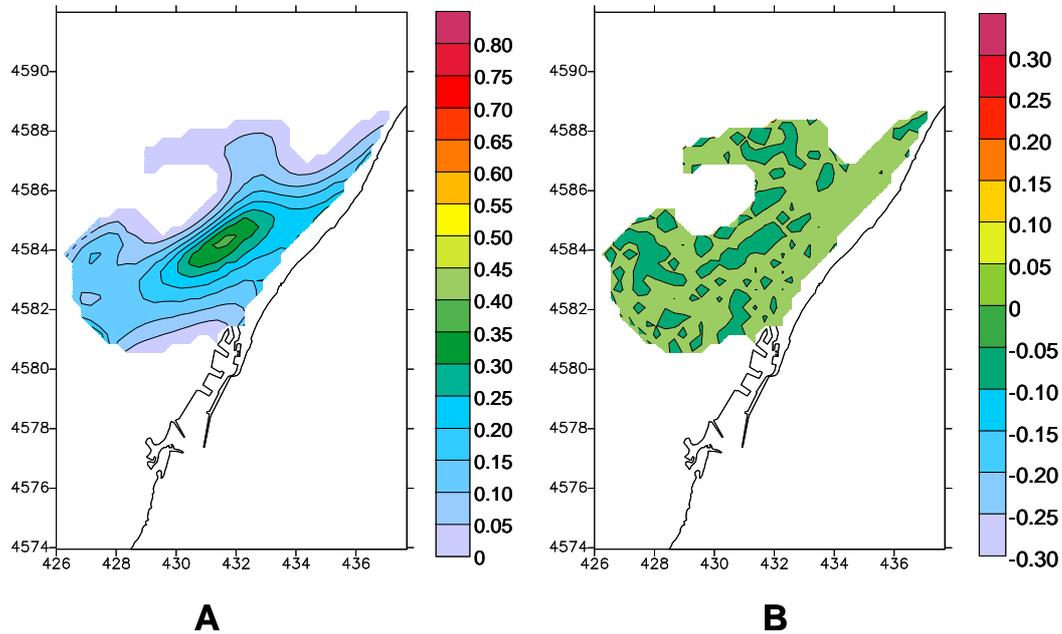


Figura 49. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad superficial de 2.0 g/cm³, variable en profundidad. B) Errores del mapa

El centro de la cubeta ha alcanzado 360 m de potencia (figura 49A). La extensión N tiene potencias entre 50 y 100 m y la extensión W presenta un máximo muy local de 150 m. El mapa de errores (figura 49B) delimita claramente la cubeta central (aunque con valores de solo -0.1 mGal), indicando que se hallan más localizados, mientras que la curva de RMS (figura 50), empieza en valores altos, para descender a partir de la séptima iteración por debajo de los ejemplos anteriores, hasta valores de 0.077 mGal. La curva de densidad, a la profundidad máxima, alcanza un valor de 2.22 g/cm³, que es excesivamente bajo teniendo en cuenta los materiales presentes.

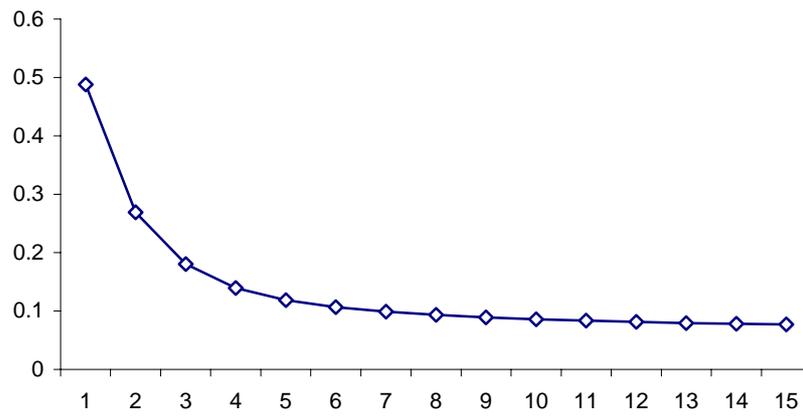


Figura 50. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad superficial de 2.0 g/cm^3 , variable en profundidad

D) Modelo con densidad superficial de 2.05 g/cm^3

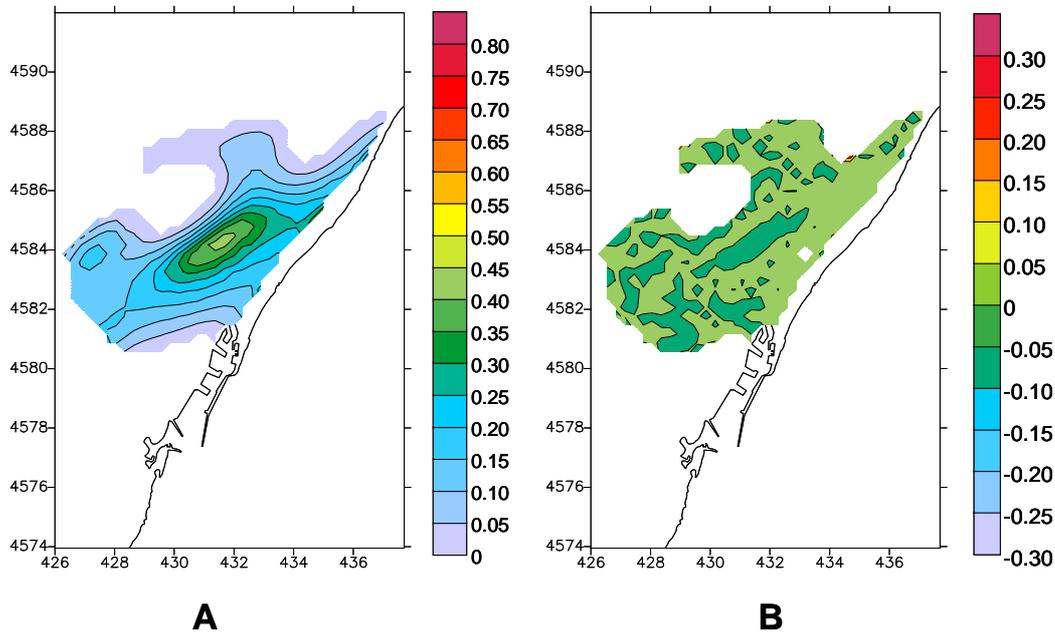


Figura 51. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad superficial de 2.05 g/cm^3 , variable en profundidad. B) Errores del mapa

La potencia máxima obtenida en este modelo es de 421 m en el centro de la cubeta (figura 51A). La potencia en la extensión N varía entre 50 y 100 m, de manera muy parecida al modelo anterior. Esto es debido a que para estas profundidades los modelos de densidad no varían sustancialmente. La extensión W presenta un máximo de 170 m. El mapa de errores (figura 51B) alcanza valores inferiores a 0.05 mGal, mientras que la curva de RMS (figura 52) tiene unas diferencias máximas con el modelo anterior de tan solo 0.02 mGal (0.09 mGal). La densidad teórica alcanzada por el modelo a 421 m es de 2.3 g/cm^3 .

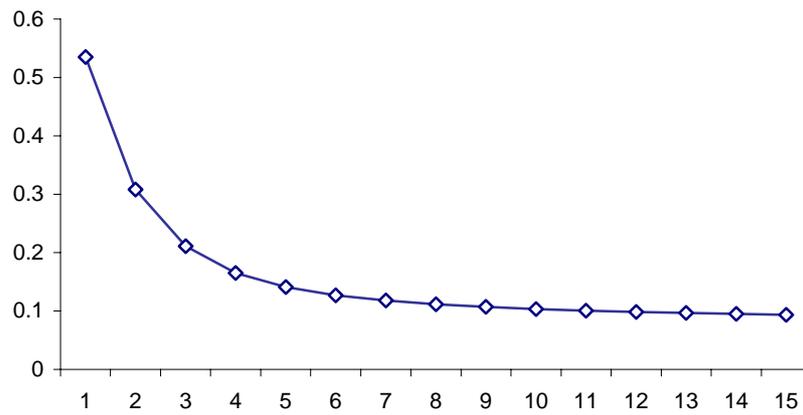


Figura 52. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad superficial de 2.05 g/cm³, variable en profundidad

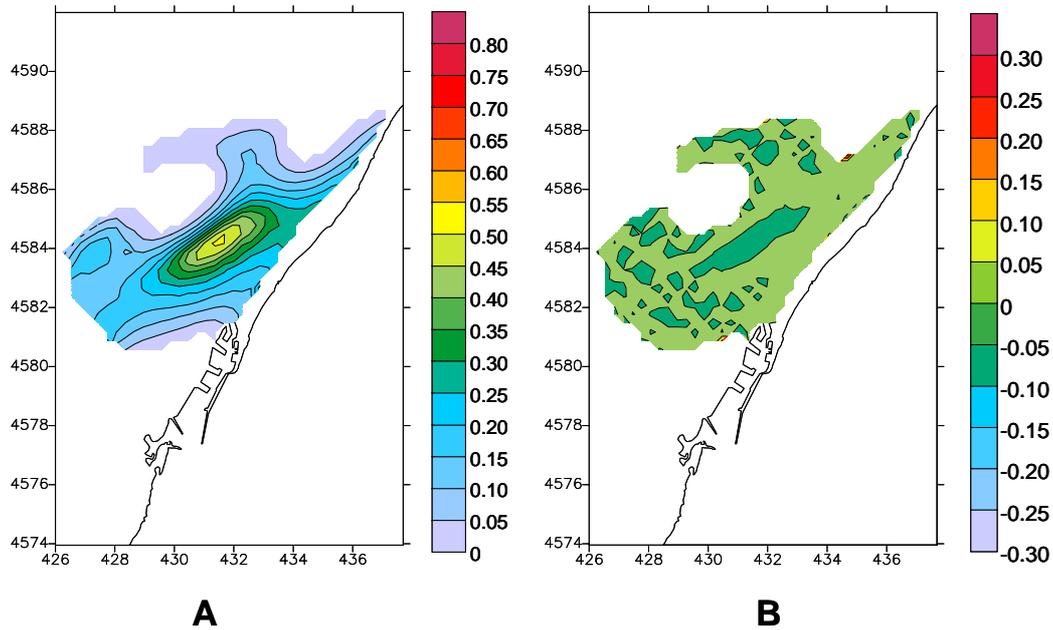
E) Modelo con densidad superficial de 2.1 g/cm^3 

Figura 53. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad superficial de 2.1 g/cm^3 , variable en profundidad. B) Errores del mapa

En este modelo, la potencia máxima alcanzada en la cubeta es de 512 m. En el margen NW aumenta fuertemente la pendiente (figura 53A). El mapa de errores (figura 53B), muestra un error máximo en el centro de la cubeta de tan solo -0.07 mGal . La curva de RMS (figura 54) en la iteración 15 desciende hasta 0.117 mGal . La curva de variación de la densidad hace que a 512 m, la densidad teórica se sitúe en 2.39 g/cm^3 , valor que está un poco por encima del valor medio estimado para el mioceno.

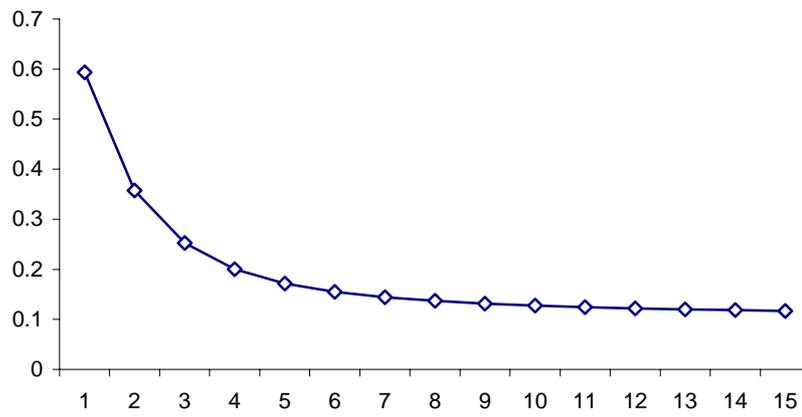


Figura 54. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad superficial de 2.1 g/cm³ , variable en profundidad

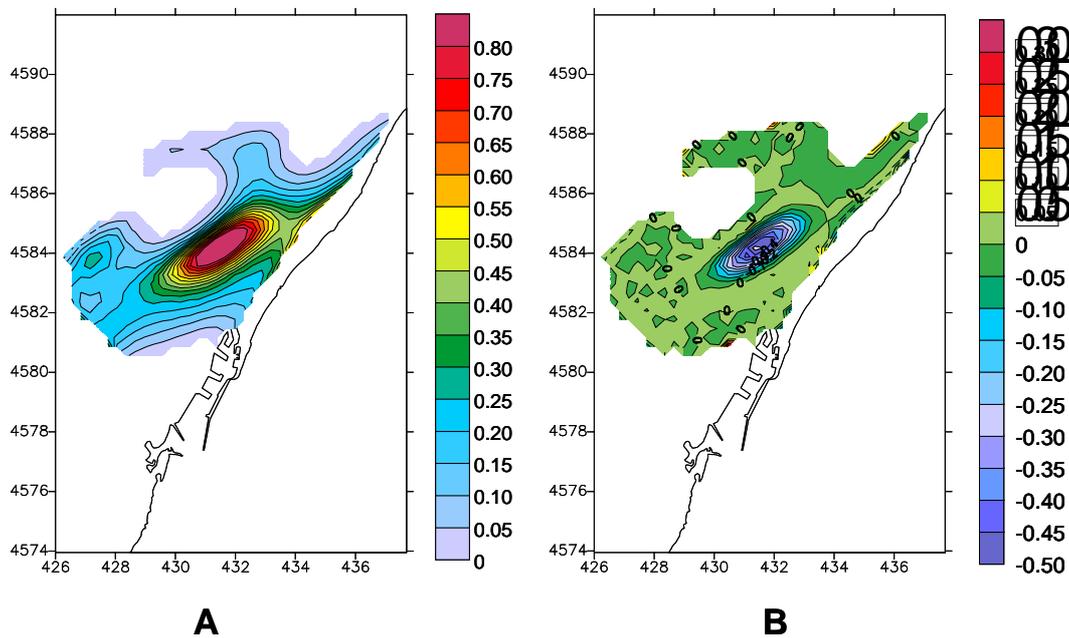
F) Modelo con densidad superficial de 2.2 g/cm^3 

Figura 55. A) Mapa de isopacas del relleno sedimentario de la cubeta de Barcelona. Modelo con densidad superficial de 2.2 g/cm^3 , variable en profundidad. B) Errores del mapa

La potencia máxima alcanzada es la mayor de todos los modelos realizados, entre 750 y 800 m, con 250 m en la extensión W. La extensión N se mantiene en valores de 100 y 150 m (figura 55A). El error máximo (figura 55B), bajo la cubeta, se sitúa en -0.3 mGal . La curva RMS (figura 56) es muy parecida a la del modelo anterior (2.1 g/cm^3), aunque asciende en las últimas iteraciones hasta un máximo de 0.18 mGal . La densidad máxima alcanzada a 800 m es de 2.62 g/cm^3 , valor claramente superior al de la densidad media del mioceno.

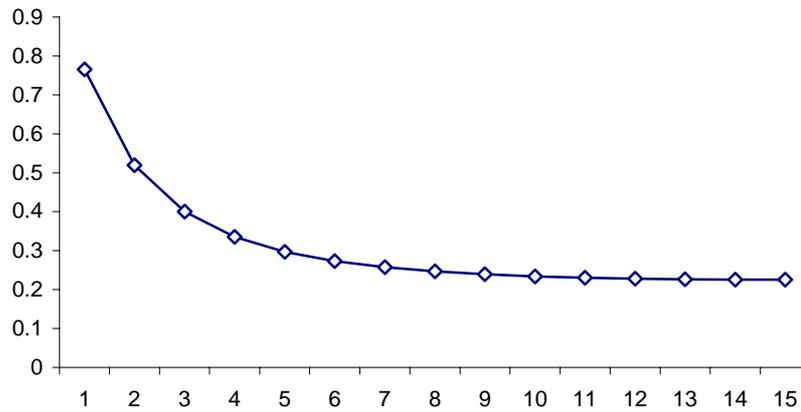


Figura 56. Convergencia en el modelo iterativo de inversión de un modelo con densidad superficial de 2.2 g/cm³, variable en profundidad

F) Modelo con densidad superficial de 2.3 g/cm³

El error ha aumentado considerablemente; las densidades que se obtienen en profundidad son totalmente irreales (2.7 g/cm³ a 800 m) lo que ha provocado que tanto la RMS como la potencia en el centro de la cubeta tomen valores totalmente erróneos, por lo que no hemos tomado en cuenta este modelo ni el de densidad superficial de 2.4 g/cm³.

8.3. Discusión

Tal como hemos visto, los modelos con densidad variable en profundidad y densidades superficiales superiores a 2.1 g/cm^3 se pueden desestimar debido a que a las profundidades obtenidas por estos modelos, la densidad se encuentra claramente por encima del valor medio estimado para los sedimentos miocenos ($2.3 - 2.35 \text{ g/cm}^3$).

Todos los modelos cumplen las restricciones proporcionadas por los sondeos existentes.

Los modelos de densidad variable 2.1 y 2.2 g/cm^3 presentan máximos de potencia de 512 y 976 m respectivamente. Los valores finales de RMS son muy parecidos en ambos modelos situándose en 0.117 y 0.22 mGal . Los errores generados en el centro de la cubeta para modelos con densidad superficial superior a 2.1 g/cm^3 son bastante elevados (-0.52 mGal para 2.2 g/cm^3). Con estos resultados, consideramos que los modelos de densidad variable y superficial superior a 2.1 g/cm^3 no son plausibles.

El modelo de densidad variable en profundidad y superficial de 2.0 g/cm^3 , a la profundidad máxima que alcanza el modelo (425 m), la densidad teórica es de 2.22 g/cm^3 , valor claramente subestimado para la densidad media calculada para el mioceno.

Los modelos más probables son el de densidad fija de 2.2 g/cm^3 y los de densidad variable entre 2.05 y 2.1 g/cm^3 . Ambos modelos presentan curvas de ajuste muy próximas entre si, alcanzando valores mínimos de RMS de 0.09 y 0.11 mGal respectivamente. Las potencias máximas que obtienen son del orden de 450 m para el modelo de densidad fija y de 421 y 512 m para los modelos de densidad variable, lo que da un rango de variación de la profundidad de la cubeta de Barcelona de 91 m . La dispersión de errores es muy parecida en ambos modelos, con distribución bastante aleatoria.

Los datos obtenidos por Ventayol a partir de sondeos (Bosch i Ventayol GEOSERVEIS, comunicación personal) dan una densidad superficial de entre 2.0 y 2.1 g/cm³.

8.4. Análisis comparativo del mapa de gradiente de la anomalía residual y de los modelos obtenidos

La interpretación de la estructura geológica a partir del mapa de anomalía residual puede favorecerse analizando un mapa de gradiente. De esta manera, podemos determinar con mayor precisión la disposición de cambios laterales de densidad que puedan indicar cambios estructurales del relleno sedimentario. La utilidad de este proceso en geofísica ha quedado patente en Casas et al. (1998).

La figura 57 muestra el mapa de gradiente de la anomalía residual con la superposición de la estructura geológica (obtenida a partir del mapa geológico de síntesis, anexo 4; color azul);, las fallas superficiales reflejadas en los mapas 1:50.000 del IGME, (en color azul oscuro) y el modelo de isopacas obtenido en este trabajo (densidad 2.0 g/cm³ variable en profundidad, color verde). Se puede observar como la cubeta se encuentra limitada al NW y SE por dos líneas de fuertes gradientes gravimétricos, que interpretamos como fallas (indicadas por ello en color rojo). Adjuntamos este mapa ampliado, con la planimetría, en el anexo 7.

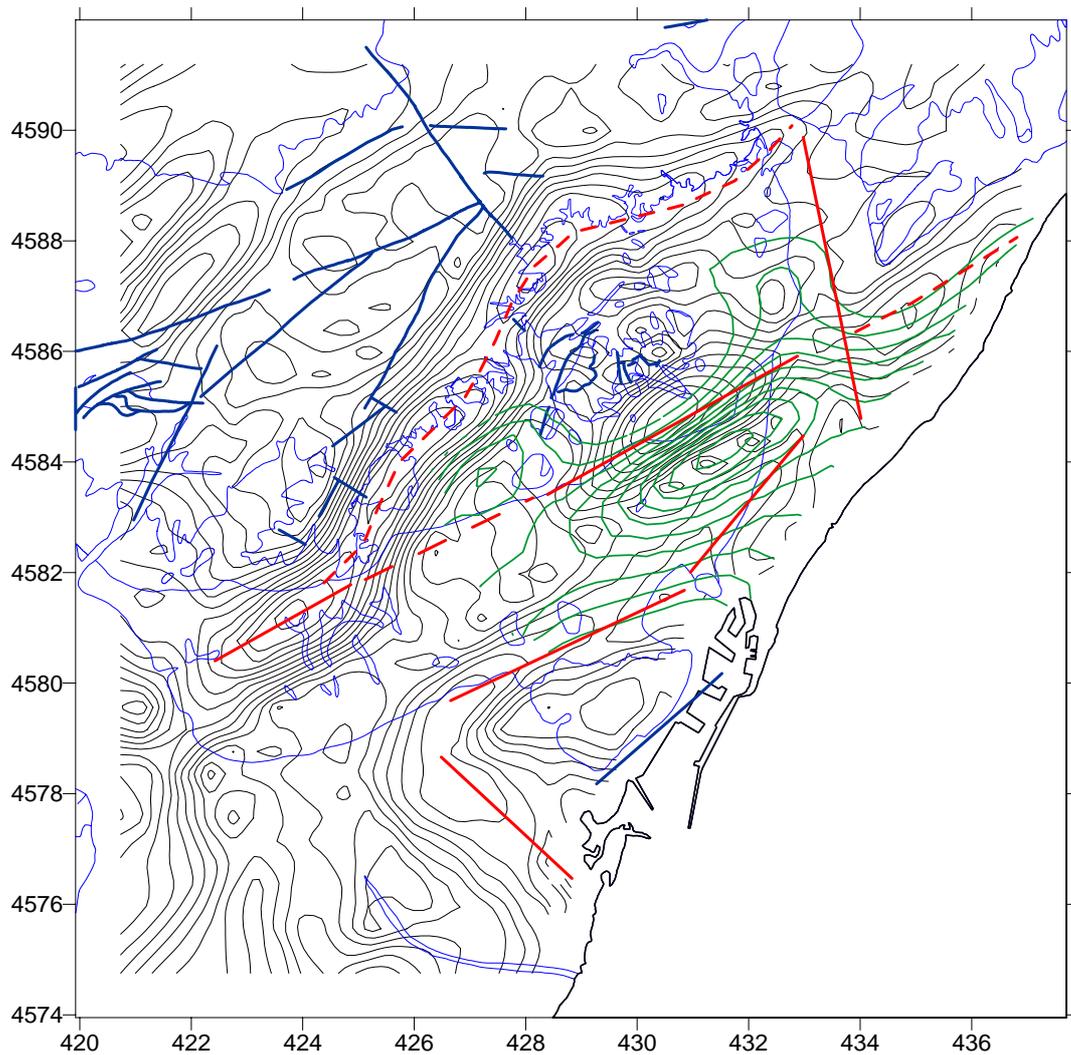


Figura 57. Mapa interpretativo de la estructura profunda del basamento

En el contacto entre las pizarras paleozoicas del Macizo de Collserola y los sedimentos del llano de Barcelona se encuentra una lineación de fuerte gradiente gravimétrico que interpretamos como una falla normal buzando al SE. La falla NW de la cubeta parece tener continuidad tanto hacia el Macizo de Collserola como hacia el Maresme.

El margen N del cerro de Montjuic muestra una inflexión en la línea de máximo gradiente que interpretamos como el cruce entre la falla SE de la cubeta de Barcelona con una falla de dirección NE-SW que limita este cerro con dicha cubeta. En el flanco SW del cerro de Montjuic interpretamos la

presencia de una falla de dirección NW-SE que lo limita con el delta del Llobregat.

Por último, en el Besós se marca una inflexión en el mapa de gradiente, así como un umbral de menor potencia de los sedimentos de la cubeta, por lo que deducimos el paso de una falla sobre la que se ha instalado el cauce del Besós.

No se ha incluido en la figura 57 la extensión hacia el mar de la conocida falla del Morrot debido a la falta de datos de gravimetría marina, lo que no ha permitido continuar las anomalías hacia la costa.

A partir del mapa de gradiente de la anomalía residual, y a falta de datos de sondeos profundos, no podemos establecer la relación de intersección entre las distintas fracturas, y por tanto no es posible deducir su orden cronológico con certeza.

9. CONCLUSIONES GENERALES

9. CONCLUSIONES GENERALES

9.1. Metodológicas

- La estimación de la contribución gravimétrica de los efectos antrópicos como edificios y túneles ha permitido situar las estaciones de medida a distancias adecuadas que minimicen su efecto.
- La aplicación de la geoestadística (kriging) ha permitido obtener mapas de anomalías de Bouguer y residual optimizados en función de la distribución de las medidas.
- El cálculo con precisión de la corrección topográfica mediante un Modelo Digital del Terreno (MDT) con intervalo de malla de 45 m y generando un modelo de prismas de caras triangulares con superficie inclinada, ha permitido obtener un mapa de anomalía de Bouguer cuyo grado de precisión resulta adecuado para la escala de trabajo. Las correcciones topográficas se han realizado de 0 a 20 km alrededor de las estaciones.
- La utilización de un MDT con malla muy precisa de 10 m de intervalo de malla en la zona del Monte Carmelo- Turó de la Rovira, ha permitido evaluar el rango de errores cometidos al utilizar la malla estándar de 45 m, obteniendo una diferencia media de 0.0335 mGal.
- El mapa de gradiente del modelo topográfico ha permitido localizar una serie de estructuras superficiales no visibles sobre el terreno, producidas por el solapamiento de los conos aluviales procedentes de la Sierra de Collserola.

9.2. Resultados de la prospección gravimétrica en la ciudad de Barcelona

- La prospección gravimétrica se muestra como un método muy eficaz para la determinación de la potencia de cubetas sedimentarias situadas en zonas urbanas y su aplicación en estudios de riesgo sísmico de cara a calcular la amplificación de la señal sísmica.
- El mapa de anomalía gravimétrica residual ha permitido delimitar la cubeta de Barcelona, que se extiende siguiendo un eje de dirección NE-SW, con un mínimo de -6 mGal.
- Los modelos de isopacas de la cubeta de Barcelona más plausibles obtenidos a partir de inversión gravimétrica son los de densidad 2.2 g/cm³ fija, con profundidad máxima de 450 m, y los de densidad variable en profundidad con densidad superficial entre 2.05 y 2.1 g/cm³, con potencias máximas de 421 y 512 m respectivamente.
- La utilización conjunta del mapa de gradiente de las anomalías residuales con el mapa de isopacas ha permitido la delimitación de una serie de fracturas de las cuales no se tenía constancia directa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, R.E.; LOUIE, J.N. (2000). Case History. Depth to bedrock using gravimetry in the Reno and Carson City, Nevada, area basins. *Geophysics*, **65** (2): 340-350.
- ABDOH, A.; COWAN, D.; PILKINGTON, M. (1990). 3D gravity inversion of the Cheshire Basin. *Geophysical Prospecting*, **38**: 999-1011.
- ABDULLAH, W.A.; MOLLAH, M.A.; AL-MUTAIRI, N.M. (1998). Karst cavities detection investigations: a case study in Kuwait. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, 14-17 September 1998. Proceedings.
- AL-CHALABI, M. (1972). Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimisation. *Geophysical Prospecting*, **20**: 1-16.
- ALBORCH, J.; CIVIS, J.; MARTINELL, J. (1980). Nuevas aportaciones micropaleontológicas al conocimiento del Neógeno del Baix Llobregat (Barcelona). *Acta Geològica Hispànica*, **15** (3): 85-90.
- ALMERA, J. (1880). De Montjuich al Papiol al través de las eras geológicas. Memoria leída ante la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona en la recepción pública del autor, el 20 de Diciembre de 1879. Folleto de 53 pp. Barcelona.
- ALMERA, J. (1891). Descubrimiento de otras dos faunas del silúrico inferior en nuestros contornos, determinación de sus niveles y del de la fauna de los filadíos rojo - purpúreos del Papiol. *Crónica Científica*, **XIV** (339): 465-473.
- ALMERA, J. (1891). Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contorno de la capital. Escala 1:40.000 (25 mm por kilómetro). 2ª edición, 1990.
- ALMERA, J. (1898). Comte-rendu de l'excursion du Samedi 1er. octobre à Montcada et à Sardanyola. *Bull. Soc. Geol. France*, **26**: 732-741.
- AMANTI, M.; PECCI, M.; VALLESI, R. (1992). Prototipi di schede per la raccolta e l'immissione di dati geologico tecnici nella banca dati del "Progetto Roma". *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **CXI**: 29-54.
- AMIEIRO, C.; CID, J. (1999). Análisis de riesgo sísmico del Plan Específico de Emergencia Municipal de Barcelona. 1^{er} Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Murcia, 12-16 Abril 1999.

- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P.; SOLÉ SUGRAÑÉS, LL. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geològica Hispànica*. Libro homenaje a Lluís Solé i Sabarís. **14**: 242-270.
- ANADÓN, P., ROCA, E. (1996). Geological setting of the Tertiary basins of Northeastern Spain. Tertiary basins in Spain. Ed. By Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press.
- ANDER, M.E.; SUMMERS, T.; GURUCHALLA, M.E. (1999). LaCoste & Romberg gravity meter: System analysis and instrumental errors. *Geophysics*, **64** (6): 1708-1719.
- BALIA, R.; ILCETO, V.; LODDO, M.; SANTARATO, G. (1991). Modelling of the Campidano graben (Sardinia, Italy) by combined geophysical data. *Geoexploration*, **28**: 43-54. Elsevier Science Publishers, B.V. Amsterdam.
- BANDA, E. (1996). Deep crustal expression of Tertiary basins in Spain. Tertiary basins in Spain. Ed. By Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press.
- BARBOSA, V.C.F., SILVA, J.B.C., MEDEIROS, W.E. (1997). Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depth. *Geophysics*, **62** (6): 1745-1757.
- BARBOSA, V.C.F.; SILVA, J.B.C.; MEDEIROS, W.E. (1999). Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations. *Geophysics*, **64** (3): 754-764.
- BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A.; SOUBRIER, J. (1980). Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres. *Acta Geològica Hispànica*, **15** (1): 1-13.
- BARROIS, CH. (1893). Observaciones sobre el terreno silúrico de los alrededores de Barcelona. *Bol. Com. Map. Geol. España*, **19**: 245-260.
- BARROWS, L.J.; FETT, J.D. (1991). Short note: A sloping wedge technique for calculating gravity terrain corrections. *Geophysics*, **56** (7): 1061-1063.
- BARTRINA, M-T., CABRERA, L., JURADO, M.J., GUIMERÀ, J., ROCA, E. (1992). Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**: 219-247.
- BASHKARA RAO, D.; PRAKASH, M.J.; RAMESH BABU, N. (1990). 3D and 2 1/2 modelling of gravity anomalies with variable density contrast. *Geophysical Prospecting*, **38** (4): 411-422.
- BASHKARA RAO, D.; RAMESH BABU, N. (1991). A FORTRAN-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers and Geosciences*, **17**: 665-667.
- BATALLER, J.R. (1922). El tómbolo de Montjuïc. *Bulletí Institutió Catalana d'Historia Natural*, **XXII**: 34-38. Barcelona.

- BATLLE, A. (1975). Influència dels paràmetres geològics en l'excavació del Túnel del Turó de la Rubira (Barcelona). Universidad de Barcelona. Tesis de Licenciatura. Inédita.
- BATLLE, A. (1976). Influència dels paràmetres geològics a l'excavació del Túnel del Turó de la Rovira (Barcelona). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial*. Universidad de Barcelona. **31**: 55-72.
- BLAIS, J.A.R.; FERLAND, R. (1984). Optimization in gravimetric terrain correction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 505-515
- BLAKELY, R.J. (1996). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press. Cambridge. 441 pp.
- BLIZKOWSKY, M. (1979). Processing and applications in microgravity surveys. *Geophysical Prospecting*, **27** (4): 848-861
- BOTT, M.P.H. (1959). The use of electronic digital computers for the evaluation of gravimetric terrain corrections. *Geophysical Prospecting*, **7**: 46-54.
- BOTT, M.P.H. (1960). The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **3**: 63-67.
- BRIGGS, I.C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39** (1): 39-48.
- BROQUETAS, J. (1919). Estudio geotectónico del cerro del Montjuïc. *Ibérica*, **XI** (275): 210-272.
- BUTLER, D.K. (1984). Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. *Geophysics*, **49** (7): 1084-196.
- BUTLER, D.K. (1995). Generalized gravity gradient analysis for 2-D dimension. *Geophysics*, **60** (4): 1018-1028.
- CABRERA, L., CALVET, F. (1996). Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp half-grabens (NW Mediterranean). Tertiary basins in Spain. Ed. By Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press.
- CABRERA, LL.; SANTANACH, P. (1979). Precisions sobre la disposició estructural dels terrenys triàsics de Vallcarca (Barcelona). *Butlletí Institució Catalana d'Història Natural* (Sec. Geol., 2), **43**: 73-77.
- CAMACHO, A.G., MONTESINOS, F.G., VIEIRA, R. (1996). Detección gravimétrica de anomalías del subsuelo en una zona urbana afectada por hundimientos. *Física de la Tierra*, **8**: 91-115. Universidad Central de Madrid.
- CAMPBELL, D.L. (1980). Short note: Gravity terrain corrections for stations on a uniform slope – A power law approximation. *Geophysics*, **45** (1): 109-112.

- CAMPOS, J.O.; DELGADO, O.; CHÁVEZ, R.; GÓMEZ, P.; FLORES, E.L. (1997). The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, **62** (3): 23-35.
- CARANDELL, J. (1921). Comunicación sobre tómbolos en las costas españolas. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XXI**: 311-317. Madrid
- CAREZ, L. (1881). Etude des terrains cretacés et tertiaries du nord de l'Espagne. Thèse, 327 pp. París.
- CARMONA, J.M. (1987). Caracterización geoquímica del tránsito ordovícico-silúrico de las Cadenas Costeras Catalanas. Su aplicación en el estudio evolutivo de la cuenca y de los procesos físico-químicos actuantes en la misma, como guía de prospección de recursos minerales. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.
- CARR, J.R. (1995). Numerical Análisis for the Geological Sciences. Prentice Hall. Londres. 592 pp.
- CARRERAS, J.; SANTANAC, P.F. (1975). Precisiones acerca de la significación petrológica y estructural de las rocas gneísicas y cataclásticas del Maresme (Prov. De Barcelona). *Acta Geològica Hispànica*, **10** (2): 49-54.
- CASADO, J.M. (1993). Geologia de Montcada i Reixac. Inédito. Biblioteca Popular de Montcada i Reixac. 92 p.
- CASAS, A. (1988). Evolución de la investigación gravimétrica en Catalunya. *Revista de Investigaciones Geológicas*. Libro Homenaje al Dr. Alfredo San Miguel. Diputació de Barcelona- Universitat de Barcelona. **44/45**: 393-400.
- CASAS, A.; TORNÉ, M.; BANDA, E. (1987). Mapa gravimètric de Catalunya 1:500.000. Institut Cartogràfic de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya.
- CASAS, A., MATIAS, M.S., RIVERO, L., SILVA, M.M. (1995) Estudio gravimétrico preliminar de la ría de Aveiro. *Geociências*. Revista da Universidade de Aveiro (Portugal), **9** (1/2): 23-33.
- CASAS, A.; LÁZARO, R.; PINTO, V.; RIVERO L.; ROCA, J.L. (1996). Geological mapping of the basement in Barcelona city from gravity data". EEGS 2nd Meeting: Environmental and engineering geophysics. Proceedings. Nantes -France, 2,3,4,5 septembre 1996.
- CASAS, A.; RIVERO, L.; PINTO, V.; LÁZARO, R. (1998). Utilidad de los mapas de gradiente vertical y horizontal de la anomalía de Bouguer en la interpretación del mapa gravimétrico de la península ibérica". I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica – IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Aguadulce (Almería), 9-13 Febrero 1998.

- CASSINIS, R.; CASSANO, E.; NARDON, M. (1991). Gravity survey of the urban area of Milan (Italy). *Geoexploration*, **28**: 77-90. Elsevier Science Publishers, B.V. Amsterdam.
- CASTELLS, J.V. (1957). El Mioceno continental de Santa Coloma de Gramanet. *Cursillos conf. del Instituto Lucas Mallada*, pp. 53-56.
- CEBRIÁN, P.; LOS ARCOS, A. (1898). Determinación absoluta experimental de la fuerza de la gravedad en Barcelona. *Memorias del Instituto Geográfico*, vol. XI.
- CHAI, Y; HINZE, W.J. (1988). Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics*, **53**: 837-845.
- CHAPIN, D.A. (1996). The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial. *The Leading Edge*, **15**: 361-363.
- CHAPIN, D.A. (1998). Gravity instruments: Past, present, future. *The Leading Edge*, **17**: 100-112.
- CHECA, A.; DÍAZ, J.I.; FARRÁN, M.; MALDONADO, A. (1988). Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besós y Foix: modelos evolutivos transgresivos. *Acta Geològica Hispànica*, **23**: 241-255.
- CHICA OLMO, M. (1988). Análisis geoestadístico en el estudio de la explotación de los recursos minerales. Editor: Mario Chica Olmo. Universidad de Granada.
- CID, J.; SUSAGNA, T.; GOULA, X.; CHAVARRIA, L.; FIGUERAS, S.; FLETA, J.; CASAS, A.; ROCA, A. (1998). Seismic zonation of Barcelona based on preliminary site specific response spectra. . European Geophysical Society. XXIII General Assembly. Nice, France, 20-24 April 1998.
- CLARK, I. (1979, 2000). Practical Geostatistics. Geostokos Eccosse Ltd. Edición 1979 disponible gratuita en <http://geoecosse.bizland.com/>.
- COGBILL, A.H. (1979). The relationship between crustal structure and seismicity in the Western Great Basin. Unpublished PhD Thesis. Northwestern University, Evanston, IL. 289 pp.
- CONILLERA, P. (1991). Descobrir el medi urbà. 8. L'aigua de Montcada. L'abastament municipal d'aigua de Barcelona. Mil Anys d'Història. Institut d'Ecologia Urbana de Barcelona. Ajuntament de Barcelona.
- CORDELL, L. (1973). Gravity analysis using an exponential density-depth function – San Jacinto graben, California. *Geophysics*, **38**: 684-690.
- CORDELL, L.; HENDERSON, G. (1968). Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, **33**: 596-601.
- CUER, M.; BAYER, R. (1980). Fortran routines for linear inverse problems. *Geophysics*, **45** (11): 1706-1719.

- DANÉS, Z.F. (1982). Short note: An analitic method for the determination of distant terrain corrections. *Geophysics*, **47** (10): 1453-1455.
- DAVID, M. (1977). Geostatistical ore reserve estimation. Developments in geomathematics 2. Elsevier Scientific Publishing Co. (Amsterdam).
- DAVIS, J.C. (1986). Statistics and data analysis in geology. John Wiley and sons, Inc. Nueva York.
- DE MARIA, P., MARSON, I. (1995). Absolute measurement of the acceleration due to gravity at Barcelona. Technical Report R 408. Università degli studi di Trieste. Torino, July 1995).
- De MULDER, F.J. (1990). Recent developments in Urban Geology. 6th International IAEG Congress. Balkema, Rotterdam.
- DEPAPE, G.; SOLÉ SABARÍS, L. (1934). Constitució geològica del Turó de Montgat. *Butlletí Institució Catalana d'Història Natural*, pp.138-148.
- DI FILIPPO, M.; TORO, B. (1982). Lazio: anomalie di Bouguer e campo regionale del 1 ordine. *Rendiconti Società Geologica Italiana*, **5**: 27-28.
- DI FILIPPO, M.; TORO, B. (1980). Analisi gravimetrica delle strutture geologiche del Lazio meridionale. *Geologica Romana*, **19**: 285-294.
- DI FONZO, F.; GIANNONI, U.; MARUFFI, F. (1986). Relievo gravimetrico della città di Roma. *Bollettino Servizio Geologico d'Italia*, **CIV**: 225-258.
- DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE BARCELONA (1925). Mapa Geológico de España, Hoja 421, Barcelona, escala 1:50.000. Memoria y Hoja. En colaboración con el Instituto Geológico y Minero de España.
- DOBRIN, M.B.; SAVIT, C.H. (1988). Introduction to Geophysical Prospecting. Fourth Edition. McGraw-Hill Int. Eds. Geology Series.
- ELÍAS, J. (1931). Esfondraments a Montcada i a Martorell en començar el període pliocènic. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, **XXX** (1): 60-65.
- ENRIQUE, P. (1979). Las rocas graníticas de la Cordillera Litoral Catalana entre Mataró y Barcelona. *Acta Geològica Hispànica*, **13**: 81-86.
- ENRIQUE, P. (1984). The Hercynian post-tectonic plutonic and hypabyssal rocks of the Montnegre Massif, Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). IGCP Project nº 5. *Newsletter*, vol. 6. Eds. Sassi & Julivert.
- EPA (United States Environmental Protection Agency): GEO-EAS v. 1.2.1. (1991) user's guide. Las Vegas.

- FAJKLEWICZ, Z.J. (1976). Gravity vertical gradient measurements for the detection of small geologic and anthropogenic forms. *Geophysics*, **41** (5): 1016-1030.
- FAJKLEWICZ, Z.J. (1986). Origin of the anomalies of gravity and its vertical gradient over cavities in brittle rock. *Geophysical Prospecting*, **34**: 1233-1254.
- FEATHERSTONE, W.E.; DENTITH, M.C. (1997). A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers & Geosciences*. **32** (10): 1063-1070.
- FISHER, N.J.; HOWARD, L.E. (1980). Gravity interpretation with the aid of quadratic programming. *Geophysics*, **45** (3): 403-419.
- FONT Y SAGUÉ, N. (1905). Curs de geologia dinàmica i estratigràfica aplicada a Catalunya, 308-313. Barcelona.
- FONTBOTÉ, J.M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P., FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3** (3/4): 249-259.
- FUNICIELLO, R. (1995). La Geología di Roma. Il Centro Storico. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, volume L. Presidenza del Consiglio dei Ministri. Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali. Servizio Geológico Nazionale – Istituto Nazionale di Geofisica – Dipartimento di Science Geologiche (III Università degli Studi di Roma) – Comune di Roma. 2 volúmenes (memoria y mapas).
- GARCÍA, F.; RODRÍGUEZ, G.F.; PEDRET, H.; PADÍN, J. (1998). Aplicación de la microgravimetría al patrimonio histórico y artístico: cartografiado de cavidades subterráneas. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica – IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Aguadulce (Almería), 9-13 Febrero 1998.
- GARCÍA-LÓPEZ, S.; JULIVERT, M.; SOLDEVILA, J.; TRUYOLS-MASSONI, M.; ZAMARREÑO, I. (1990). Biostratigrafía y Facies de la sucesión carbonatada del Silúrico superior y Devónico Inferior de Santa Creu d'Olorda (Cadenas Costeras Catalanas, EN de España). *Acta Geològica Hispànica*, **25** (1/2): 141-168.
- GERARD, A.; DEBEGLIA, N. (1975). Automatic three-dimensional modelling for the interpretation of gravity and magnetic anomalies. *Geophysics*, **40** (6): 1014-1034.
- GIL IBARGUCHI, J.I.; JULIVERT, M. (1988). Petrología de la aureola metamórfica de la granodiorita de Barcelona en la Sierra de Collcerola (Tibidabo). *Estudios Geológicos*, **44**: 353-374.
- GIL IBARGUCHI, J.I.; NAVIDAD, M.; ORTEGA, L.A. (1990). Ordovician and Silurian igneous rocks and orthogneisses in the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geològica Hispànica*, **25** (1/2): 23-29.

- GILLET, S.; VICENTE, J. (1961). Nuevo yacimiento pliocénico de facies salobres en el subsuelo de Barcelona al este del Tibidabo. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **63**: 253-292.
- GÓMEZ GRAS, D.; PARCERISA, D.; CALVET, F.; PORTA, J.; SOLÉ, N.; CIVÍS, J. (en prensa). The Miocene Montjuïc delta: Stratigraphy, sedimentology and petrology of the Middle Miocene of Montjuïc tilted block, Barcelona (NE Spain). *Acta Geològica Hispànica*.
- GÖTZE, H.-J.; LAHMEYER, B. (1988). Application of three-dimensional interactive modelling in gravity and magnetics. *Geophysics*, **53** (8): 1096-1108.
- GOULA, X.; SUSAGNA, T.; FIGUERAS, S.; CID, J.; ALFARO, A.; BARCHIESI, A. (1998). Comparison of numerical simulation and microtremor measurement for the análisis of site effects in the city of Barcelona (Spain). Onzième Conférence Européenne De Gene Parasismique (XI ECEE). 6-11 Septembre 1998. CNIT Paris la Défense.
- GRANSER, H. (1987a). Topographic reduction of gravity measurements by numerical integration of boundary integrals. *Geophysical Prospecting*, **35**: 71-82.
- GRANSER, H. (1987b). Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function. *Geophysical Prospecting*, **35**: 1030-1041.
- GUILLAUME, A. (1977). Analyse des variables regionalisees. Traitement du signal en Sciences de la Terre. A l'usage des géologues, géophysiciens, géographes, des agronomes, et des spécialistes de la télédétection et de l'aménagement du territoire. Doin Editeurs. Paris.
- GUSPI, F. (1990). General 2D gravity inversion with density contrast varying with depth. *Geoexploration*, **26**: 253-265.
- GUSPÍ, F. (1992). Short note: Three-dimensional Fourier gravity inversion with arbitrary density contrast. *Geophysics*, **57** (1): 131-135.
- GUSPI, F. (1993). Noniterative nonlinear gravity inversión. *Geophysics*, **58** (7): 935-940.
- GUSPÍ, F.; INTROCASO, A. (1988). Gravity, its gradients, simultaneous inversion and magnetism – A critical study. *Geoexploration*, **25**: 103-112.
- HAMMER, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, **4** (3): 184-194.
- HAMMER, S. (1982). Short note: Critique of terrain corrections for gravity stations. *Geophysics*, **47** (5): 839-840.
- HEILAND, C.A. (1940). *Geophysical Exploration*. Prentice Hall.
- HERNÁNDEZ, E. (1991). Interpretación gravimétrica y magnética de las anomalías de la plana de Vic y el Empordà. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 197 pp.

- HERNÁNDEZ, E.; CASAS, A. (1985). Estudio gravimétrico de la Depresión del Penedès. *Acta Geològica Hispànica*, **20** (3/4): 191-198.
- HERRERA-BARRIENTOS, J.; FERNÁNDEZ, R. (1991). Gravity terrain corrections using Gaussian surfaces. *Geophysics*, **56** (5): 724-730.
- HOBBS, K.F. (1999). An investigation of RGB multi-band shading for relief visualization. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **1** (3/4): 181-186.
- HOHN, M.E. (1988). *Geostatistics and Petroleum Geology. Computer Methods in the Geosciences*. Van Nostrand Reinhold, Co., Inc. New York. 264 pp.
- HOULDING, S.W. (1994). *3D Geoscience modelling. Computer techniques for geological characterization*. Springer-Verlag. Berlin.
- IGLESIAS, R. (1985). Estudio gravimétrico de la Depresión del alto Empordà. Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. 70 pp.
- IGME, INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1975a). Mapa Geológico de España, Hoja 420 (36-16), Hospitalet de Llobregat, escala 1:50.000. Memoria y Hoja.
- IGME, INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1975b). Mapa Geológico de España, Hoja 421 (37-16), Barcelona, escala 1:50.000. Memoria y Hoja.
- IGME, INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1975c). Mapa Geológico de España, Hoja 448 (36-17), El Prat de Llobregat, escala 1:50.000. Memoria y Hoja.
- IGME, INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1984). Mapa Geológico de España, Hoja 35/10-4, Barcelona, escala 1:200.000. Memoria y Hoja.
- IGME, INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (1989). Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200000, Hoja 35-42E (Barcelona).
- INGEOMINAS – Universidad de los Andes (1997). Microzonación sísmica de Santa Fé de Bogotá. Convenio Administrativo 01-93. En colaboración con UPES (Unidad de Prevención y Atención de Emergencias de Santa Fé de Bogotá, D.C.) y la Dirección Nacional para la prevención y atención de desastres. Bogotá.
- INGLADA, V. (1923). Las observaciones gravimétricas. Talleres del Instituto Geográfico. Madrid.
- ISAAKS, E.H., SRIVASTAVA, R.M. (1989). *An introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press. Nueva York.
- JULIÀ, R. (1977). Características litológicas de las “rieres” del Pla de Barcelona. *Cuadernos de Arqueología e Historia de la ciudad*. **17**: 21-26.

- JULIVERT M.; DURÁN, H. (1981). The Tibidabo area. Guide to the field trips in the eastern Pyrenees and Catalanian Coastal Ranges (13-15 June 1981). Universidad Autónoma de Bellaterra. Barcelona.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H. (1983). Stratigraphic chart of paleozoic sequence in Catalanian Coastal Ranges (north-eastern Mediterranean), geotraverse A₂, IGCP Project N^o. 5. *Newsletter*, vol. 5. Sassi & Szederkenyi.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H. (1990a). Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geològica Hispànica*, **25** (1/2): 3-12.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H. (1990b). The Hercynian structure of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geològica Hispànica*, **25** (1/2): 13-21.
- JULIVERT, M.; DURAN, H. (1992). El paleozoico Inferior de las Cadenas Costeras Catalanas. El Paleozoico Inferior de Ibero-América. Liso-Rubio, M.J. (coord.); Gutiérrez-Marco, J.C.; Saavedra, J.; Rábano, I. (eds.). Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América (Mérida). Universidad de Extremadura. Pp. 607-613
- JULIVERT, M.; DURÁN, H.; GARCÍA LÓPEZ, S.; GIL IBARGUCHI, I.; TRUYOLS MASSONI, M.; VILLAS, E. (1987). Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian coastal ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. *Mineralia Slovaca monography; Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Belts*. Pp. 313-322. Flügel, Sassi and Grecula, eds. Bratislava.
- JULIVERT, M.; DURÁN, H.; RICHARDS, R.B.; CHAPMAN, A.J. (1985). Siluro - Devonian graptolite stratigraphy of the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geològica Hispànica*, **20** (3/4): 199-207.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F.J. (1980). The paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges (NW Mediterranean). In F.P. Sassi and G. Zirpoli eds. IGCP Project N^o. 5. *Newsletter*, vol. 2.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F.J. (1983). El paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas. Libro Jubilar J.M. Ríos. Vol. 1: Geología de España. Instituto Geológico y Minero. Madrid.
- KALTERHERBERG, J. (1990). The engineering geological mapping 1:25.000 of Nordrhein-Westfalen, F.R.G. A regional engineering geological map. 6th International IAEG Congress. Balkema, Rotterdam.
- KEAREY, P.; BROOKS, M. (1991). An Introduction to Geophysical Exploration. Second Edition. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- KELLOGG, O.D. (1953). Foundations of Potential Theory. Dover, New York.

- KETELAAR, A.C.R. (1976). A system for computer-calculation of the terrain correction in gravity surveying. *Geoexploration*, **14**: 57-65.
- KETELAAR, A.C.R. (1987). Terrain correction for gravity measurements, using a Digital Terrain Model (DTM). *Geoexploration*, **24**: 109-124.
- KRAUTER, E.; FEUERBACH, J.; WITZEL, M. (1990). The engineering geological map of Mainz/Rhine, FRG. 6th International IAEG Congress. Balkema, Rotterdam.
- LACOSTE AND ROMBERG LLC (1998). Model G and D Meter manual.
- LA MARMORA, A. (1834). Note géologique sur la Montagne de Mont-Jouy, près de Barcelona. *Bull. Soc. Géol. De France*, I sér., **IV** : 351. París.
- LA FEHR, T.R. (1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, **56** (8): 1179-1184.
- LANAJA, J.M. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. IGME, Serv. Publ. Industr. Energ., Madrid, 465 pp.
- LAST, B.J.; KUBIK, K. (1983). Compact gravity inversion. *Geophysics*, **48** (6): 713-721.
- LÁZARO, R.; RIVERO, L.; PINTO, V.; CASAS, A. (1998). Determinación de las isobatas del zócalo de la ciudad de Barcelona a partir de la interpretación de las anomalías gravimétricas. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica – IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Aguadulce (Almería), 9-13 Febrero 1998.
- LÁZARO, R.; PINTO, V.; RIVERO, L.; ROCA, J.L.; CASAS A. (1998b). Gravity anomaly map of Barcelona as a tool for determining the structural framework and depth to basement in relation to seismic microzonation of an urban area. European Geophysical Society. XXIII General Assembly. Nice, France, 20-24 April 1998.
- LLOPIS, N. (1942). Los terrenos cuaternarios del Llano de Barcelona. *Publicaciones del Instituto Geológico y Topográfico de la Diputación de Barcelona*. T. VI. 51 p.
- LLOPIS, N. (1942b). Tectomorfología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat. *Estudios Geográficos*, **3** (7): 321-383. Madrid.
- LLOPIS, N. (1947). Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los catalánides. *Estudio geológicos*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto Lucas Mallada. Sección de Geomorfología.
- LLOPIS, N.; VÍA BOADA, L.; DE VILLALTA, J.F. (1969). Sobre el límite Silúrico - Devónico en Santa Creu d'Olorde. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**: 3-20.
- LÓPEZ, C. (1997). Manual de Túneles y Obras Subterráneas. Carlos López Jimeno, ed. Madrid. 1082 pp.

- MA, X.Q.; WATTS, D.R. (1994). Terrain correction program for regional gravity surveys. *Computers & Geosciences*, **20** (6): 961-972.
- MARCET, J. (1933). Les formacions paleozoiques dels encontorns del Papiol. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, **XXIII** (8): 189-202.
- MARCET, J. (1960). Las formaciones paleozoicas de los alrededores de Santa Cruz de Olorde. *Notas y Comunicaciones del IGME*, **57**: 135-163.
- MARQUÉS, M.A. (1966). Observaciones sobre el Cuaternario del delta del Llobregat (Barcelona). *Acta Geològica Hispànica*, **I** (4): 9-12.
- MARQUÉS, M.A. (1975). Las formaciones cuaternarias del Delta del Llobregat. *Acta Geològica Hispànica*, **10** (1): 21-28.
- MARTÍN-ATIENZA, B.; GARCÍA-ABDESLEM, J. (1999). 2-D gravity modelling with analytically defined geometry and quadratic polynomial density functions. *Geophysics*, **64** (6): 1730-1734.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1996). Depositional sequences in the Gulf of Valencia Tertiary Basin. Tertiary basins in Spain. Ed. By Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press.
- MCCALL, G.J.H.; DE MULDER, E.F.J.; MARKER, B.R. (1996). Urban Geoscience. Ed. Balkema. Amsterdam.
- MELLENDEZ, B.; CHAUVEL, J. (1981). Sur quelques Cystoidées cités par les Drs. J. Almera et M. Faura dans l'Ordovicien de Barcelona. *Acta Geològica Hispànica*, **14**: 318-321.
- MENICHETTI, V., GUILLÉN, A. (1983). Simultaneous interactive magnetic and gravity inversion. *Geophysical Prospecting*, **31**: 929-944.
- MIRONOV, V.S. (1977). Curso de Prospección Gravimétrica. Ed. Nedra, sección de Leningrado. Traducción española en Ed. Reverté, S.A., Barcelona.
- MOTT, J. ; MOTTLOVA, L. (1972). Solution of the inverse gravimetric problem with the aid of integer linear programming. *Geoexploration*, **10** : 53-62.
- MURTHY, I.V.R. ; RAO, D.B. (1979). Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth. *Geophysics*, **44**: 1525-1530.
- NOWELL, D.A.G. (1999). Gravity terrain corrections – an overview. *Journal of Applied Geophysics*, **42**: 117-134.
- OLEA, R.A. (1974). Optimal contour mapping using universal kriging. *Journal of Geophysical Research*, **79** (5): 695-702.
- OLDENBURG, D.W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, **39** (4): 526-536.

- OLIVIER, R.J.; SIMARD, R.G. (1981). Improvement of the conic prism model for the terrain correction in rugged topography. *Geophysics*, **46** (7): 1054-1056.
- PANNATIER, Y. (1996). VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D, Springer-Verlag, Nueva York.
- PARÉS, J.M. (1988). Estudio paleomagnético de algunas rocas filonianas del NE de Cataluña. II Congreso Geológico de España. Granada.
- PARKER, R.L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **31**: 447-455.
- PARKER, R.L. (1974). Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, **39** (5): 644-649.
- PARKER, R.L. (1975). The theory of ideal bodies for gravity interpretation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **42**: 315-334.
- PARKER, R.L. (1995). Improved Fourier terrain correction. Part I. *Geophysics*, **60** (4): 1007-1017.
- PARKER, R.L. (1996). Improved Fourier terrain correction, Part II. *Geophysics*, **61** (2): 365-372.
- PAUL, M.K.; GOODACRE, A.K. (1984). The gravity profile and its role in positioning the edge of a two-dimensional faulted structure having an arbitrary vertical variation of density. *Geophysics*, **49** (7): 1097-1104.
- PEDERSEN, L.B. (1977). Interpretation of potential field data: a generalized inverse approach. *Geophysical Prospecting*, **25**: 199-230.
- PEDERSEN, L.B. (1979). Constrained inversion of potential field data. *Geophysical Prospecting*, **27**: 726-748.
- PINILLA, C. (1995). Elementos de teledetección. Ed. Ra-Ma. Madrid.
- PINTO, V. (1993). Modelización gravimétrica interactiva 2D y 3D de estructuras geológicas. Su aplicación a los diapiros salinos. Universidad de Barcelona. Tesis. Inédita.
- PLATA, J.L.; RODA, J. (1998). Detection of voids in an active open pit air coal mine. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, 14-17 September 1998. Proceedings.
- RAMA RAO, P. ; SWAMY, K.V. ; RADHAKRISHNA MURTHY, I.V. (1999). Inversion of gravity anomalies of three dimensional density interfaces. *Computers and Geosciences*, **25**: 887-896.

- RAMOS-GUERRERO, E. ; CASAS, A. ; PINTO, V. ; AGUSTI, J. (1994). Estructura y relleno sedimentario de la semifosa neógena de Vilanova. *Acta Geològica Hispànica*, **29** (2/4): 93-106.
- RANIERI, G. ; BADIA, R. ; DEIDDA, G.P. (1998). Using gravimetric method in territorial planning. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, 14-17 September 1998. Proceedings.
- REY, C.; GÓMEZ, D.; TEJERO, R. (1999). Cálculo de la anomalía gravimétrica de una cuenca sedimentaria. Su aplicación en la cuenca de Almazán . *Geogaceta*, **25**: 175-178.
- REYNOLDS, J.M. (1997). An introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley and Sons, Ltd. West Sussex.
- RHODE, P. (1999). 1:25000 map of the urban geology of Hannover, Germany-A new series of maps within the framework of a new project. *Episodes*, **22** (4): 295-297. International Union of Geological Sciences. Beijing.
- RICHARDSON, R.M.; MACINNES, S.C. (1989). The inversion of gravity data into three-dimensional polyhedral models. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B6): 7555-7562.
- RIVERO, L. (1989). Geología del subsòl de les comarques del Berguedà i Solsonès en base a la interpretació conjunta de dades de gravimetria i de sísmica. Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. 135 pp.
- RIVERO, L. (1993). Estudio gravimétrico del Pirineo Oriental. Tesis de Doctorado. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Inédito.
- ROCA, E., GUIMERÀ, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**: 203-218.
- ROCA, E.; SANS, M.; CABRERA, L.; MARZO, M. (1999a). Modelo tectonosedimentario del sector central y septentrional del margen catalán sumergido (cubetas de Barcelona, Sant Feliu, Begur y Riumors-Roses). Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP).
- ROCA, E.; SANS, M.; CABRERA, L.; MARZO, M. (1999b). Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, **315**: 209-233.

- ROCA, J.L., CASAS, A. (1981). Gravimetría en zona urbana. Mapa gravimétrico de la ciudad de Barcelona. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Presidencia de Gobierno. Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica. Comunicaciones. 28-9/2-10 1981.
- ROCA, J.L., CASAS, A. (1988). Gravity in urban areas. Gravity map of Barcelona Urban City. XII General Assembly of the European Geophysical Society. Bolonia.
- ROSSELLI, A.; CARREL, S.; OLIVIER, R. (2000). Gravity modelling of the St.-Triphon Hills, Rhone Valley, Switzerland. 6th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society. September, 3-7, 2000. Bochum, Germany.
- ROUSSET, D.; GENTHON, P.; PERROUD, H.; SÉNÉCHAL, G. (1998). Detection and characterization of near surface small karstic cavities using integrated geophysical surveys. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, 14-17 September 1998. Proceedings.
- RUBIO, C.; KINDELÁN, A. (1910). Hidrología subterránea del llano de Barcelona. *Boletín Com. Mapa Geol. de España*, 93-105. Madrid.
- RYBAKOV, M.; GOLDSCHMIDT, V.; FLEISCHER, L.; BEN-GAI, Y. (2000). 3-D gravity and magnetic interpretation for the Haifa Bay area (Israel). *Journal of Applied Geophysics*, **44**: 353-367.
- SAFON, C.; VASSEUR, G.; CUER, M. (1977). Some applications of linear programming to the inverse gravity problem. *Geophysics*, **42** (6): 1215-1229.
- SAMPER, F.J.; CARRERA, J. (1996). Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea. Universitat Politècnica de Catalunya.
- SAN MIGUEL, M. (1929). Las pizarras cristalinas de silicato cálcico de la zona metamórfica del Tibidabo. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*. **XXI** (21): 513-530.
- SANDBERG, C.H. (1958). Terrain corrections for an inclined plane on gravity computations. *Geophysics*, **23**: 701-711.
- SANS HUELIN, G. (1935). Determinaciones relativas de la intensidad de la gravedad. *Memorias del Instituto Geográfico, Catastral y Estadístico*, **26** (2): 1-69.
- SANZ, M. (1988). El Pla de Barcelona. Constitució i característiques físiques. Els Llibres de la Frontera. Serie Coneguem Catalunya, nº 25. Amelia Romero, ed. Sant Cugat.
- SAVVAIDIS, A.S. ; PEDERSEN, L.B. ; TSOKAS, G.N. ; DAWES, G.J. (2000). Structure of the Mygdonian basin (N. Greece) inferred from MT and gravity data. *Tectonophysics*, **317**: 171-186.

- SCHOWENGERDT, R. (1983). Techniques for Image Processing and Classification in Remote Sensing. Academic Press, Inc. Orlando, Florida.
- SCHRIEL, M. (1929). Der Geologische bau der Katalonischen kustegebirge zwischen ebromundung und ampurdan. Trad. De San Miguel de la Cámara. Madrid, 1942, en *Publicaciones Alemanas sobre Geología de España*, **1**: 103-168.
- SEBASTIÁN, A.; RECHE, J. ; DURÁN, H. (1990). Hercynian metamorphism in the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geológica Hispánica*, **25** (1/2): 31-38.
- SHARMA, P. (1997). Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press. XXIV. 475 pags.
- SHENGLIN, L.; BIN, S.; RUNHU (1990). The principles and practice on drawing the maps of urban environmental engineering geology. 6th International IAEG Congress. Balkema, Rotterdam.
- SMITH, R.A. (1959). Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophysical Prospecting*, **7**: 55-63.
- SOLÉ, L. (1945). El mapa geológico de la provincia de Barcelona. *Miscelania Almera (1ª Parte)*. Diputación Provincial de Barcelona. *Publicaciones del Instituto Geológico*. Barcelona
- SOLÉ, L. (1963). Ensayo de interpretación del cuaternario barcelonés. *Miscellanea Barcinonensia*. **3**: 7-54.
- SOLÉ, L. (1964). Geología de los alrededores de Barcelona. Guía práctica. Itinerario VI: Montjuïc (por J. Fernández de Villalta). *Publicaciones de la Dirección General de Enseñanza Media*, **379**: 99-105.
- SPRENKE, K.F. (1989). Efficient terrain corrections: A geostatistical analysis. *Geophysics*, **54** (12): 1622-1628.
- STANLEY, J.M. (1977). Simplified gravity interpretation by gradients – The geological contact. *Geophysics*, **42** (6): 1230-1235.
- SUÑER, E. (1957). Los graptolites del Silúrico superior de la Cordillera Costera Catalana. *Estudios Geológicos*, **XIII** (33): 45-84.
- SUÑER, E. (1957 b). Resumen estratigráfico del Vindoboniense de Montjuich (Barcelona). *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, 49-52.
- SUSAGNA, T.; CID, J.; LÁZARO, R.; GOULA, X.; CASAS, A.; FIGUERAS S.; ROCA, A. (1998) Applying microtremor, gravity anomalies and numerical modelling methods for the evaluation of soil earthquake response in Barcelona, Spain. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, 14-17 September 1998. Proceedings.

- SWAN, A.R.H.; SANDILANDS, M. (1995). Introduction to Geological Data Analysis. Blackwell Science Ltd. Oxford. 446 pp.
- TANNER, J.G. (1967). An automated method of gravity interpretations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **13**: 1215-1223.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. (1990). Applied Geophysics. Second Edition. Cambridge University Press. Cambridge.
- TORNÉ, M. (1988). Cartografia i interpretació gravimétrica de Catalunya. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita
- TORNÉ, M. (1996). The lithosphere of the Valencia trough: a brief review. Tertiary basins in Spain. Ed. By Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press.
- TOWNSEND, J.R.G.; HARDY, J.R.; JUSTICE, C.O.; WILLIAMS, D.F.; MITCHELL, C.W.; COOK, A.; HANCOCK, P. (1981). Terrain analysis and remote sensing. Ed. J.R.G. Townsend. George Allen and Unwin, Ltd. Londres.
- TULCANAZA, E. (1992). Técnicas geoestadísticas y criterios técnico-económicos para la estimación y evaluación de yacimientos mineros. Ed. Edmundo Tulcanaza Navarro. Valparaíso.
- VALENCIANO, A.; SANZ, F. (1967). Algunas consideraciones sobre la edad y paleogeografía de las gravas de Castellbisbal. *Acta Geològica Hispànica*, **II**: 55-59.
- VALENCIANO, A.; SANZ, F. (1981). Nota sobre la estructura del Paleozoico y la presencia del Triásico en el noroeste de la ciudad de Barcelona (Vallcarca, El Coll, Monte Carmelo). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial*. Universidad de Barcelona. **35**: 61-69.
- VALLIANT, H.D. (1991). Gravity meter calibration at LaCoste and Romberg. *Geophysics*, **56** (5): 705-711.
- VAQUER, R. (1972). El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la Sierra de Collcerola (Tibidabo), Barcelona. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.
- VENTAYOL, A.; ALBAIGES, J.M.; CORTAL, J.M.; GALLART, F.; LÓPEZ, C.; LÓPEZ, J.L.; MASCAREÑAS, P.; SANTAULARIA, J. (1978). Mapa geotécnico de Barcelona, Badalona, Esplugues, L'Hospitalet, Sant Adrià, Santa Coloma. Edit. por los autores.
- VENTAYOL, A. (2001). Mapa geotècnic de Barcelona, escala 1:25000. Versió 1.0. RSE Aplicaciones Territoriales y Bosch y Ventayol Geoserveis. Institut Cartogràfic de Catalunya – Departament de Política Territorial i Obres Públiques (Direcció General d'Actuacions Concertades d'Arquitectura i Habitatge). Generalitat de Catalunya. En prensa.

- VÉZIAN, A. (1856). Du terrain post-pyrénéen des environs de Barcelona et de ses rapports avec les formations correspondantes du bassin de la méditerranée. Thèse de Géologie. Montpellier.
- VIA BOADA, L. (1964). Contribución a la geología del Turó de Montcada. *Breviaria Geologica Asturica*, **8** (1/4): 53-90.
- VÍA BOADA, L.; PADRENY, J. (1972). Historia bibliográfica sobre geología de Montjuic (Barcelona). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*. Vol. **XXVII**. Diputación Provincial de Barcelona. Diciembre 1972.
- VICENTE, J. (1957). El mioceno continental de Santa Coloma de Gramanet. *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, 53-56.
- VIDAL, J. (1974). Geotecnia de la Galería de avance del Túnel del Turó de la Rubira (Barcelona). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.
- VILADEVALL, M. (1978). Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N-oriental del Macizo del Montseny. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.
- VILLALTA, J.F.; ROSELL (1965). Contribución al conocimiento de la estratigrafía de Montjuic. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial de Barcelona*, vol. **XIX**, pp.83-104.
- VILLARROYA, M. (1982). Estudio de prospección gravimétrica en la comarca de la Garrotxa (Girona). Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. 82 pp.
- VILLAS, E.; DURÁN, H.; JULIVERT, M. (1987). The Upper Ordovician Clastic Sequence of the Catalanian Coastal Ranges and its Brachiopod Fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **174** (1): 55-74. Stuttgart.
- VISWESWARA RAO, C.; PRAMANIK, A.G.; KUMAR, G.V.R.K.; RAJU, M.L. (1994). Gravity interpretation of sedimentary basins with hyperbolic density contrast. *Geophysical Prospecting*, **42**: 825-839.
- VON PAPP, K. (1931). Bodenstudien von Barcelona. *Géol. Mediterr. Occid.* **II** (2): 1-22. Barcelona.
- WATSON, D.F. (1992). Contouring. A Guide to the Analysis and Display of Spatial Data. Computer methods in Geosciences, volume 10. Pergamon Press. Oxford. 321 pp.
- WOLLARD, G.P. (1962). Regional gravity control in Spain. Geophysical and Polar Research Center. *University of Wisconsin Report* 62-6, 27 pp.
- WOLLARD, G.P. (1966). Bouguer anomaly map of the Iberian Peninsula. *Hawaii Institute of Geophysics*.

- YÁÑEZ, A. (1819). Descripción orictognóstica y geológica de la Montaña de Montjuich. *Memorias de la Academia de Ciencias y Artes de Barcelona* (título de la comunicación oral en la R.A., consignado en el Boletín).). Ampliación de la disertación en 'Ensayo de la descripción mineralógica de la montaña de Montjuic', en el *Periódico de la Sociedad de la Salud Pública de Cataluña*, 1: 47-58 y 142-150, Barcelona, 1821-1822.
- ZENG, H.; ZHANG, H.; LIU, J. (1994). Location of secondary faults from cross-correlation of the second vertical derivative of gravity anomalies. *Geophysical Prospecting*, 42: 841-854.
- ZUQUETTE, L.V.; GANDOLFI, N. (1990). Geotechnical mapping: a basic document to urban planning. 6th International IAEG Congress. Balkema, Rotterdam.

***ANEXO 1. PRINCIPIOS DE
GEOESTADÍSTICA***

ANEXO 1. PRINCIPIOS DE GEOESTADÍSTICA

El análisis de la variación espacial del campo gravitatorio superficial, a partir del muestreo de su valor en diversos puntos discretos en el espacio, entra de lleno en el campo de la Geoestadística. En efecto, la variación de g se comporta como una Variable Regionalizada: depende de los puntos próximos, pero no se puede definir con facilidad mediante una función continua, a causa de la complejidad de la distribución subsuperficial de las fuentes. Se halla, como indica Davis (1986), entre una variable aleatoria (cuyos valores son independientes entre sí, y pueden describirse mediante la estadística clásica), y una completamente determinística.

Las herramientas utilizadas en Geoestadística se hallan ampliamente divulgadas (p. ej., Olea, 1974; David, 1977; Guillaume, 1977; Davis, 1986; Chica, 1988; Hohn, 1988; Isaaks y Srivastava, 1989; EPA, 1991; Tulcanaza, 1992; Houlding, 1994; Swan y Sandilands, 1995; Pannatier, 1996; Samper y Carrera, 1996; Clark, 1979, 2000), y han sido desarrolladas especialmente para minería (análisis de la variabilidad de la concentración de menas) y petróleo (estimación de recursos). En geofísica, el trabajo de Guillaume (1977) es un buen exponente de la aplicación que esta técnica tiene en la descripción del campo gravitatorio.

El análisis geoestadístico se basa en la determinación del grado de correlación entre los valores de una o más variables en muestras distribuidas espacialmente, y la distancia máxima en que estas se hallan correlacionadas; así como en la estimación del valor en puntos en que no tenemos datos, con relación a los puntos de control.

Posteriormente al proceso de estimación, necesitaremos generar un mapa que refleje fielmente la distribución de la variable, mediante métodos de interpolación de mallas regulares, o de puntos de distribución aleatoria. Hay dos vías de solucionar el problema de interpolación (Briggs, 1974): a) definir

una función continua que tome los valores de las observaciones en sus posiciones, y b) definir los valores en puntos de una malla regular, de manera que el valor de la malla tienda al valor de observación si la posición de la observación se acerque al valor de la malla.

Los métodos desarrollados al efecto son numerosos (podemos encontrar información sobre sus principios y abundante bibliografía en Briggs, 1974; Davis, 1986; Watson, 1992; Swan y Sandilands, 1995). Se pueden dividir en interpoladores exactos (en los que el valor estimado en la estación de muestreo, tras el cálculo, es el mismo que el medido), o suavizados (en que el valor estimado y el medido en una estación de control difieren en una pequeña cantidad). Los algoritmos incluyen ajuste de superficies suavizadas (splines), superficies de tendencia o superficies planas mediante triangulación-poligonización.

Watson (1992), presenta una tabla resumen de los numerosos métodos disponibles:

- Basados en la distancia: Métodos de Inverso a la distancia (IDWO –Inverse Distance Weighting Observations- o de ponderación en inverso a la distancia, e IDWG –Inverse Distance Weighted Gradients-, o de gradientes ponderados);
- Funciones ajustadas: Lagrange (ajuste de función polinómica en datos univariantes); Co-localización (dos superficies coincidentes en puntos específicos); Suavizados por Mínima Curvatura; Kriging (Krigeado); Superficies de relajación, o Superficies Laplacianas (por minimización iterativa de diferencias locales de curvatura; y Superficies de Aproximación (Superficies con pequeñas diferencias entre ellas y el punto observado).
- Basados en triángulos: a) Facetas lineales (sin suavizar, útiles en investigaciones preliminares) y b) Fragmentos triangulares

no lineales. En este segundo apartado se incluyen numerosos modelos.

- Métodos basados en rectángulos: Fragmentos bilineales (media ponderada de cuatro nodos usando las coordenadas rectangulares como pesos); Hermite (métodos que utilizan gradientes y altitudes); Bezier (fragmentos rectangulares cuadrados basados en el método de Bezier para generación de curvas cúbicas); 'B-splines'; Interpoladores de Taylor; Fragmentos de Tensión (*Tension Patches*); Superficies de Fourier.
- Interpolación basada en vecindad: interpolación lineal e interpolación no lineal.

No existe una norma general de elección del método, pues esta depende de numerosos factores y los resultados son distintos para cada mapa. Los métodos de triangulación son una buena base para comprobar la calidad de las medidas, pues los puntos erróneos se marcan intensamente, permitiendo eliminarlos del proceso de cálculo. El *Krigeado* tiene la ventaja de que utiliza criterios cuantitativos para determinar la estimación de valores desconocidos entre puntos de control, y es un interpolador exacto, por lo que lo hemos seleccionado en esta Tesis para la confección del mapa de anomalía residual. Hohn (1988) resume los pasos habituales en la práctica de la geoestadística:

- a) Análisis univariante, incluyendo medias, varianzas e histogramas.
- b) Cálculo de las gráficas de dispersión (Scattergrams).
- c) Cálculo del Semivariograma.
- d) Ajuste interactivo de curvas.
- e) Graficado de los *h-Scatterplots*, o gráficas de dispersión.
- f) Búsqueda de mallas.
- g) Resolución de ecuaciones.
- h) Cálculo de los contornos y dibujo del mapa.

Autocorrelación espacial. Semivariograma. Anisotropía espacial

La geoestadística nació en 1951 con los trabajos del ingeniero sudafricano D.G. Krige, sobre la estimación de reservas minerales. Su idea fue tomada y desarrollada por Georges Matheron en 1963, denominando el método de interpolación basado en la geoestadística como *Kriging* ('Krigado'), en honor a Krige.

El objetivo del análisis de la variabilidad espacial es determinar el grado de correlación de una variable Z en una posición espacial consigo misma a diferentes posiciones (autocorrelación espacial) o con otras variables (correlación cruzada), y la distancia a partir de la cual los valores de la variable son independientes entre sí (aleatorios). A partir de estos datos, obtenemos un modelo predictivo que permite calcular una estimación del valor de la variable $Z(x_j)$ en cualquier punto, $Z^*(x_j)$.

La herramienta que nos permite caracterizar la continuidad es la autocorrelación espacial, que se obtiene a partir de la autocovarianza.

Hablamos de autocorrelación y autocovarianza porque, al contrario que en la correlación cruzada, estamos analizando la relación de una variable consigo misma.

El Krigado es un método de interpolación espacial lineal, no sesgado, de mínimos cuadrados. Es asimismo un estimador de medias ponderadas, es decir, que el valor interpolado de un nodo de malla puede calcularse como la media ponderada de los valores de las muestras:

$$G_j = \sum_{i=1}^N w_{ij} Z_i$$

donde:

- G_j : valor interpolado en el nodo j ;
- N : número de puntos usados para interpolar cada nodo;
- Z_i : valor de Z en el punto i ;
- w_{ij} : peso asociado con el valor i al calcular G_j .

Los pesos son función de la covarianza espacial. Esta se obtiene mediante una función especial, denominada *Variograma* (figura 56). Para entender la filosofía de esta función, podemos pensar que cuanto más cerca se hallen unos puntos de datos a una estación de medida determinada, mayor dependencia tendrán de esta. Cuanto más lejos, los valores de Z serán más independientes entre sí, hasta que a cierta distancia, no haya ninguna relación; los valores de las diferencias entre los puntos y la estación considerada (pares $Z(x_i) - Z(x_{i+h})$), se acercarán entonces a la varianza,

$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^2$ (donde x_i es el valor de la variable en el punto i , y m es la media de la variable).

De forma gráfica, podemos mostrar esta relación de la siguiente manera:

$\gamma(h)$ es el denominado *Variograma muestral*. Este se genera calculando la diferencia de valor de la variable Z_i para un punto, y todos los restantes de un área, en determinada dirección, por lo que la diferencia entre pares será la misma en un sentido (p.ej., N-S) que en la contraria (S-N). Por esta razón, solo se incluyen en el cálculo la mitad de las diferencias, denominando entonces a la gráfica, más apropiadamente, como *Semivariograma*:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2$$

Es una media de las diferencias cuadradas entre el valor de la variable en un punto, y la misma variable a una cierta distancia en determinada dirección.

Para poder efectuar este análisis, es primordial determinar si la variable se comporta de forma estacionaria, es decir, que su histograma de frecuencias muestra forma Gaussiana.

En caso contrario, la variable presentará una tendencia, que ha de ser eliminada. El semivariograma no alcanza una meseta, indicando claramente el efecto añadido de una componente regional (figura A1). Este factor nos impide determinar la estimación de la variable en puntos intermedios, $Z^*(x_j)$.

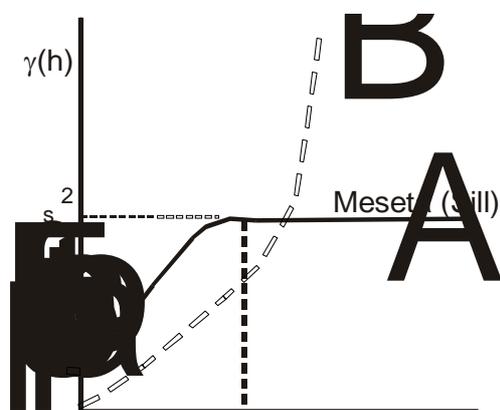


Figura A1. Variograma muestral: A) estacionario; B) no estacionario

Podemos llevar a cabo varias estrategias. Por una parte, si la tendencia es acusada podemos ajustar una superficie polinómica a nuestros datos, restarla, y ver si el histograma resultante es gaussiano. En otros casos, puede ser necesario realizar algún tipo de transformación (*anamorfosis*, Samper y Carreras 1996) para normalizarlos.

Existen tres tipos de transformaciones estándar (Houlding, 1944):

1. Logarítmica. Si el histograma muestra una distribución en forma log-normal, quiere decir que nuestras medidas pueden tener un número elevado de valores bajos y unos pocos altos. Podemos entonces transformar nuestros

datos en forma logarítmica (anamorfosis gaussiana). En caso de que se homogeneice, podemos trabajar con $\log(Z(x_i))$, hallar los componentes del variograma resultante, y posteriormente, invertir los logaritmos para introducir los parámetros resultantes en el modelo de estimación. También puede ocurrir que haya diversas poblaciones, provocando un histograma bi- o multimodal, en cuyo caso deberemos analizar una ventana de medidas menor, para evitar efectos laterales.

2. Transformación de indicador: convierte todos los valores a 1 y 0, dependiendo de si se hallan por encima o por debajo de un valor de umbral:

$$i(x) = 1 \text{ si } Z(x) \leq C, \text{ sino } i(x) = 0.$$

3. Transformación del orden del rango: primero ordena los valores en orden ascendente, y luego los convierte a sus valores enteros.

Mediante el estudio detallado de las características de los semivariogramas generales y locales, podremos realizar el *Análisis Estructural* de la continuidad de nuestra variable, es decir determinar el alcance o vecindad de nuestras anomalías (dentro del cual podremos estimar el valor de cualquier punto), cuantas estructuras las provocan, y su dirección de anisotropía.

En un modelo teórico de distribución de datos, la diferencia del punto a estimar consigo mismo es 0, y cuanto más próximos sean los puntos a evaluar con nuestra estación, su diferencia será menor. Es decir, la gráfica en el origen de coordenadas será 0.

En casos reales, esto no ocurre. A muy corta distancia, podemos tener valores que tengan una cierta discrepancia con la estación evaluada, por errores en las medidas, efectos en la disposición de las medidas, o bien por superposición de semivariogramas (Samper y Carreras, 1996). El valor de $\gamma(h)$ a $|h| = 0$ no será entonces 0, sino un valor muy pequeño. Este es el

denominado *efecto pepita*, llamado así a partir de los estudios geoquímicos de placeres aluviales.

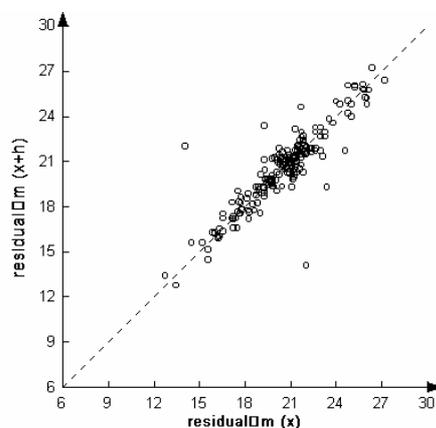


Figura A2. Gráfica de dispersión (h-Scatterplot) obtenida desde el programa VARIOWIN 2.0 (Pannatier, 1996)

Los valores de $\gamma(h)$ para cada distancia entre pares (h), se obtiene a partir de la gráfica de dispersión, o *h-Scatterplot* (figura A2). Es una gráfica de gran importancia, que informa del grado de correlación entre los valores de $Z(x_i)$, para una determinada dirección y distancia:

En ella, comparamos las diferencias entre el valor de $Z(x_i)$ en un punto, y el mismo a diferentes distancias, $Z(x_i+h)$, para una determinada dirección.

La forma de la nube de puntos nos indica el grado de continuidad (Isaaks y Srivastava, 1989). Si los valores de datos separados una cierta distancia son muy similares, entonces se dibujarán sobre la línea $x = y$, de pendiente 45° . Si los valores son muy diferentes, la nube se tornará más amplia y difusa.

Podemos determinar cuantitativamente las características de la nube de puntos, mediante los siguientes parámetros:

1. *Coefficiente de correlación:*

$$\rho = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m_x)(y_i - m_y)}{\sigma_x \sigma_y}$$

siendo la desviación estándar, $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ y σ^2 la varianza, $\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^2$, las diferencias cuadradas entre el valor de la variable en el punto i y la media de la variable.

El numerador es la *covarianza*, C_{XY} . Depende de la magnitud de los valores de los datos, por lo que si aumentamos estos, la gráfica de dispersión no variará (únicamente el rango de los ejes), pero su covarianza se incrementaría en el cuadrado. Para evitarlo, dividimos por las desviaciones estándar de los dos valores, con lo que forzamos a que el coeficiente de correlación se halle siempre entre -1 y $+1$, y el índice sea independiente de la magnitud de los datos (Isaaks y Srivastava, 1989).

2. *Función de correlación o correlograma.* Relación entre el coeficiente de correlación de una gráfica de dispersión y h (distancia de separación). Podemos mostrarlo bien mediante un mapa de contornos que muestre la relación de $\rho(h)$ en función de la magnitud y la dirección del vector dirección, o bien mediante una gráfica $\rho(h) - |h|$, para cada dirección.
3. Podemos asimismo mostrar la relación entre $C(h) - |h|$, denominada *función de covarianza*.
4. *Momento de inercia:* amplitud de la nube alrededor de la línea $x = y$ (45°),

$$M.I. = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2$$

La línea de 45° tiene particular importancia en los h-Scatterplots, dado que al comparar una variable consigo misma, todos los puntos para distancias igual a 0 se hallarán sobre esta. Al aumentar $|h|$, los puntos se alejarán, por lo que el momento de inercia nos dará la amplitud de la nube.

El momento de inercia aumenta al disminuir ρ y C . La relación entre el M.I. y h , es el *Variograma*.

La curva del semivariograma se construye a partir de los valores de $\gamma(h)$ obtenidas en las gráficas de dispersión, para cada h .

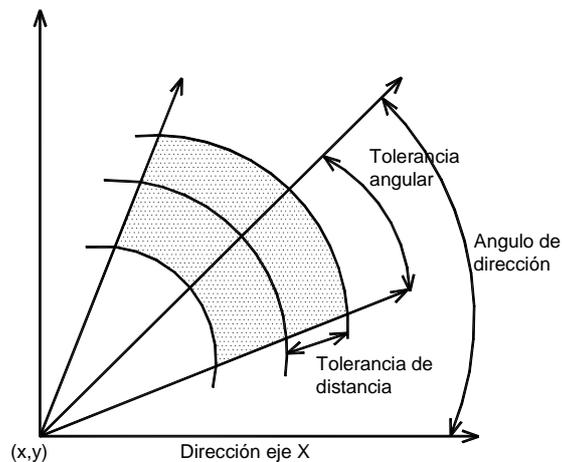


Figura A3. Tolerancia angular y de distancia (modificado de Isaaks y Srivastava, 1989 y EPA, 1991)

La gráfica de dispersión nos permite, de manera rápida, localizar pares de valores erróneos que influenciarán de manera negativa el cálculo del semivariograma (provocando que sus valores sean erráticos). Por ello, podemos eliminarlos del cálculo, facilitando el ajuste de un modelo teórico, y disminuyendo el error en la estimación.

El efecto *pepita* nos informa rápidamente de la variación a muy corta distancia, del error cometido en la toma de muestras: la raíz cuadrada de $\gamma(h)$ para $h = 0$ nos dará la resolución de nuestras medidas. Además, una fuerte variación a cortas distancias, marcada por un elevado efecto pepita, provocará una gran incertidumbre en la estimación (Hohn, 1988).

En la práctica, es muy difícil encontrar puntos de datos que se hallen en la dirección seleccionada (y a la distancia elegida) para el cálculo del variograma. Por ello, deberemos añadir a ambos parámetros una tolerancia (Figura A3), de modo que cualquier punto que se halle dentro del rango establecido, pueda ser considerado en el cálculo.

El semivariograma muestra una serie de valores que nos informan de la variabilidad espacial (Figura A4):

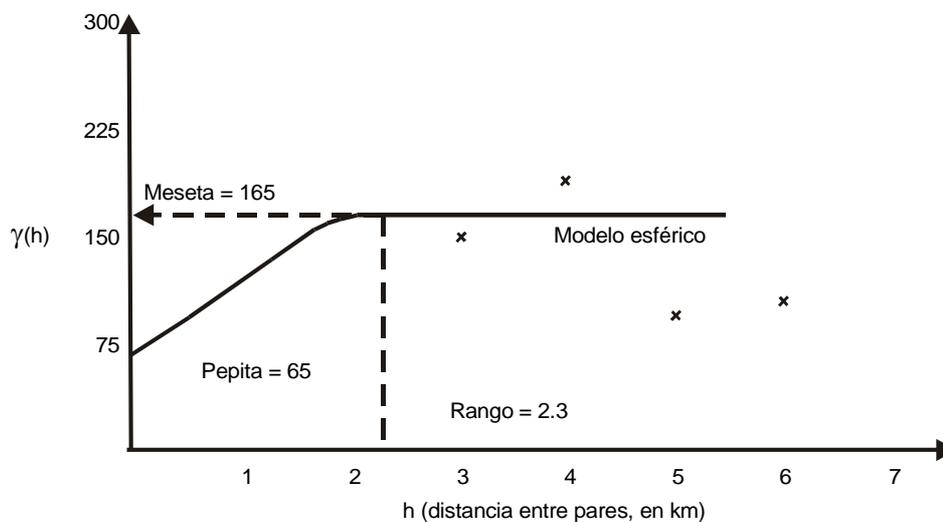


Figura A4. Gráfica del Semivariograma (Carr, 1995)

El efecto pepita ha sido analizado más arriba. La *meseta (sill)* corresponde al máximo en la diferencia media cuadrada entre pares, obtenida cuando los pares son independientes entre sí. El *alcance o rango (range)* es la distancia a la que se alcanza la meseta, e indica la distancia a partir de la cual los valores de Z son independientes entre sí. Esta distancia nos indica la *vecindad* en la que los valores están relacionados, y por tanto nos permite

realizar la estimación de puntos intermedios. En el exterior del alcance, al hallarnos en la meseta, la estimación es imposible.

Una vez generado nuestro variograma experimental para obtener los parámetros que nos permitirán realizar la estimación en el proceso de Kriging, será necesario ajustar un modelo teórico, dado que es imposible obtener la ecuación para los infinitos modelos posibles.

Se han calculado los siguientes modelos teóricos:

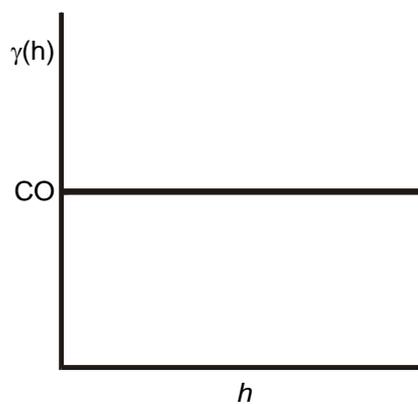


Figura A5. Efecto pepita

1) EFECTO PEPITA PURO
(figura A5)

Es el modelo de un fenómeno sin ninguna autocorrelación espacial. Su ecuación es:

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ S & h > 0 \end{cases},$$

siendo S el *sill*, correspondiente a la varianza.

Es indicativo de fenómenos con componentes periódicos o cuasi-periódicos (Samper y Carrera, 1996).

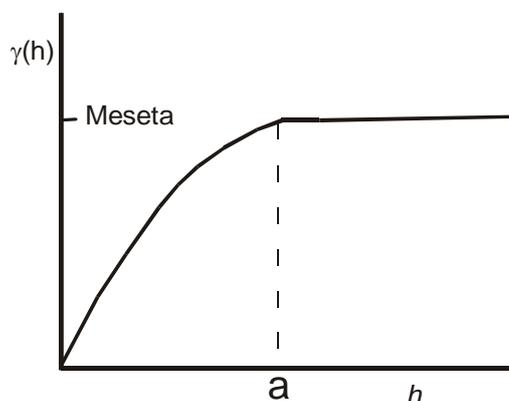


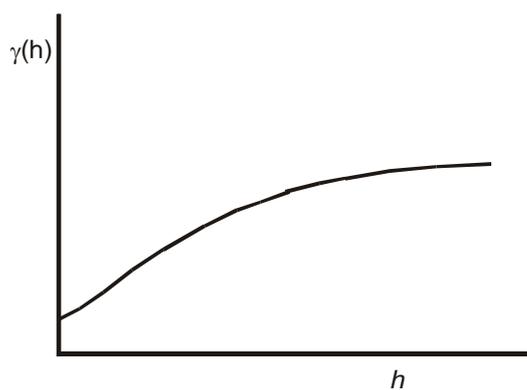
Figura A6. Modelo esférico

2) MODELO ESFÉRICO (figura A6)

$$\gamma(h) = \begin{cases} \frac{S}{2} \left[3 \left(\frac{h}{a} \right) - \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ S & h > a \end{cases}$$

Se caracteriza en que alcanza una meseta a una distancia a , y la tangente en el origen alcanza la meseta a $2/3$ del rango. Es indicativo de fenómenos continuos, aunque no derivables. En la práctica, se presenta apareciendo tanto fluctuaciones de pequeña amplitud y gran frecuencia, como de gran amplitud y baja frecuencia.

3) MODELO EXPONENCIAL (figura A7)



$$\gamma(h) = S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right)$$

Este modelo alcanza la meseta asintóticamente:

$$\text{meseta} = \lim_{h \rightarrow \infty} S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) = S$$

Figura A7. Modelo exponencial

El alcance efectivo se toma cuando $\gamma(h) = 95S$, que es aproximadamente $a' = 3a$, por lo que la fórmula puede escribirse (Isaaks y Srivastava, 1989):

$$\gamma(h) = 1 - e^{-\frac{3h}{a}}$$

La tangente en el origen alcanza la meseta a $1/5$ del rango. La diferencia con el modelo esférico es que las fluctuaciones de pequeño periodo tienen menos amplitud, como consecuencia de la menor pendiente en el origen.

4) MODELO GAUSSIANO (figura A8)

$$\gamma(h) = 1 - e^{-\left(\frac{3h^2}{a^2}\right)}$$

Es un modelo de transición, usado habitualmente para modelizar fenómenos extremadamente continuos. Se presenta en forma de

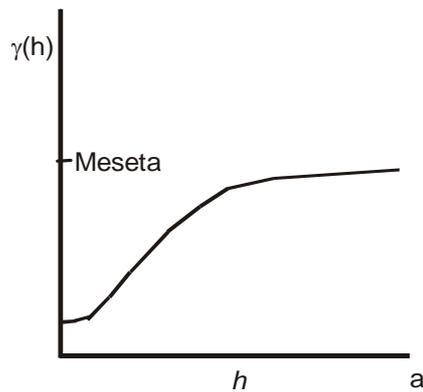


Figura A8. Modelo gaussiano.

fluctuaciones suaves, superpuestas a otras de gran escala, con amplitudes del orden de la meseta y periodo proporcional al alcance.

Su característica fundamental es el comportamiento parabólico en la proximidad del origen. Es el único modelo que muestra un punto de inflexión.

Se han propuesto otros modelos menos utilizados, para aproximar comportamientos menos habituales:

5) MODELOS CUADRÁTICO (figura A9A) Y CUADRÁTICO RACIONAL (A9B)

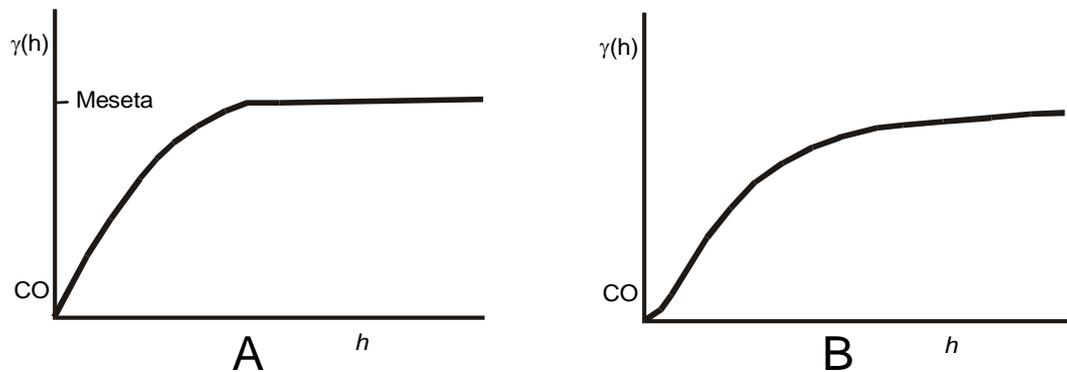
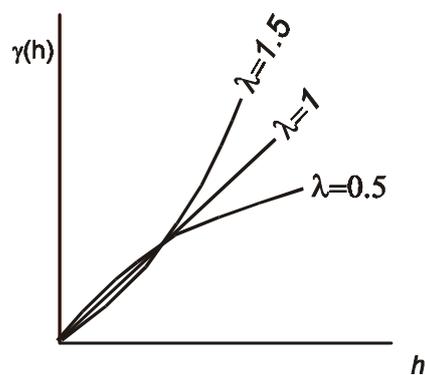


Figura A9. A) Modelo cuadrático. B) Modelo cuadrático racional.

$$(A) \quad \gamma(h) = \begin{cases} S[2h - h^2] & h < 1 \\ S & h > 1 \end{cases}$$

$$(B) \quad \gamma(h) = S \left[\frac{h^2}{1 + h^2} \right]$$

6) MODELOS MONÓMICOS, O DE POTENCIAS (figura A10)



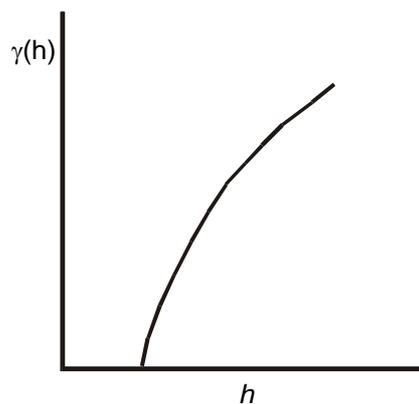
Forma general: $\gamma(h) = Kh^\lambda$, donde λ se halla dentro del intervalo (0,2). Así:

- 1- $\lambda = 1.5$;
- 2- $\lambda = 1$, llamado modelo lineal;
- 3- $\lambda = 0.5$

Figura A10. Modelos monómicos.

Estos modelos representan fenómenos no estacionarios (no presentan meseta).

7) MODELO LOGARÍTMICO (figura A11).



$$\gamma(h) = S[\log_e(h)], \quad h > 0.$$

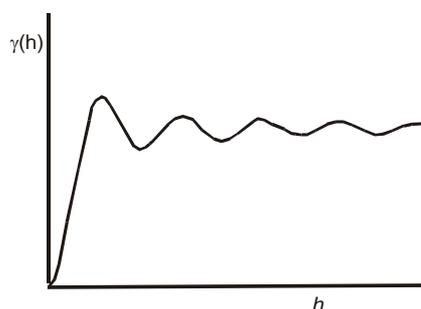
Este es de utilidad cuando el semivariograma experimental se comporta linealmente si se usa una escala logarítmica para las distancias. No está definido en torno al origen y no tiene meseta, ya que:

Figura A11. Modelo logarítmico.

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \gamma(h) = \infty$$

El último modelo, es uno especial que se presenta en fenómenos con componente periódica:

8) MODELO DE ONDA, O EFECTO AGUJERO ('HOLE', figura A12).



Pueden calcularse diversos modelos.
Los más comunes son:

$$\gamma(h) = S \left(1 - \frac{\text{senh}}{h} \right) \text{ o bien: } \gamma(h) = S(1 - \text{cosh})$$

Figura A12. Efecto hole.

Son difíciles de estudiar por el Krigado.

En ocasiones, si no se conocen sus componentes, es mejor ignorarlos.

Modelos compuestos y anisotropía

En la naturaleza, a causa de variaciones laterales en las fuentes que generan la variable a estudiar (p. ej., cambios litológicos), no se dan estos modelos teóricos aislados. Habitualmente obtenemos modelos compuestos, reconocibles por mostrar cambios bruscos de pendiente en el tramo inicial del semivariograma, así como que la línea de varianza se halle bajo la meseta.

Tal como indican Samper y Carrera (1996), el número de modelos puede ser infinito, a causa de dos propiedades de los variogramas:

- a) la combinación lineal de semivariogramas (funciones de autocovarianza) con coeficientes positivos, sigue siendo un semivariograma, y
- b) el producto de funciones de autocovarianza es también otra función de autocovarianza.

Al problema anterior, se añade otro efecto común en la naturaleza: la anisotropía en la distribución espacial de los valores de una variable por la presencia de direccionalidad en las estructuras que la originan.

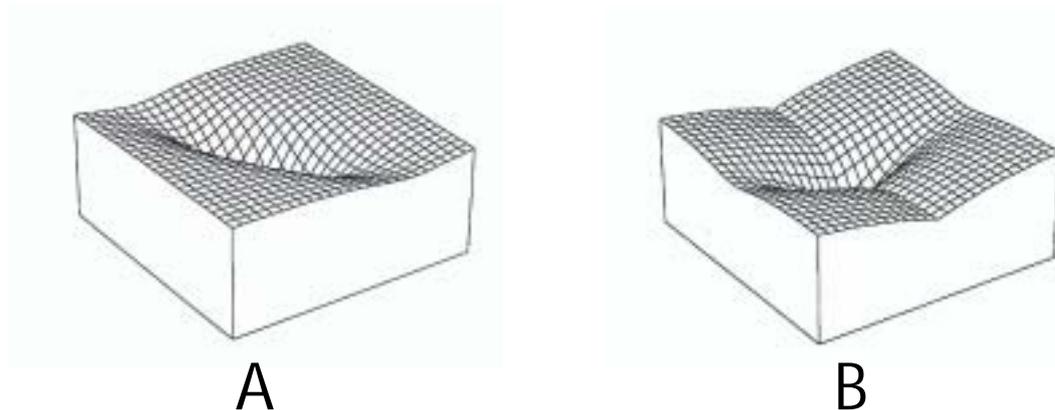


Figura A13. Anisotropía geométrica (A) y mixta geométrica-zonal (B) (Isaaks y Srivastava, 1989).

Para caracterizarla, habitualmente se inicia el análisis con la construcción del semivariograma omnidireccional (aquel que combina todas las posibles direcciones). Este nos permite reconocer direcciones preferentes y amplitud de las anomalías a escala general, mediante el mapa de contornos del variograma.

A partir del omnidireccional, podremos observar la continuidad de la curva, con objeto de determinar la presencia de pares de puntos erróneos (medidas erróneas) que influyan en los cálculos, que podrán ser localizados en las gráficas de dispersión y eliminados del proceso.

Posteriormente, se generarán los variogramas direccionales, que permitirán obtener con mayor precisión los parámetros a introducir en el proceso de Krigado, así como determinar el tipo de anisotropía.

Podemos tener dos tipos de anisotropía: elíptica o geométrica y zonal, y en el caso más habitual, combinación de ambas (Figura A13). La primera se caracteriza por variar el alcance según la dirección, permaneciendo el rango constante; la zonal, por variar la meseta según la dirección.

Una forma muy útil de mostrar la información es mediante un diagrama de rosa, mediante el cual se representa con claridad la direccionalidad de la anisotropía.

KRIGING

El Krigado o Kriging es un método en el que en cualquier punto en que no tengamos el valor experimental de una variable, podremos hallar su valor real como combinación lineal ponderada de las muestras disponibles:

$$\hat{v} = \sum_{j=1}^n w_j \cdot v$$

Se caracteriza por (Isaaks y Srivastava, 1989):

- es lineal, porque las estimaciones son combinaciones lineales ponderadas de los datos disponibles;
- no se halla sesgado, dado que intenta que la media residual m_R , o error, sea igual a 0. Esto se consigue por la condición de que

$$\sum_{i=1}^n w_i = 1; \text{ y}$$

- minimiza la varianza de los errores, σ_R^2 . Esta característica la distingue del resto de las técnicas de estimación.

Las técnicas de estimación mediante Kriging dependen del tipo de información a estimar o de las características del variograma de nuestra variable. Así, entre las primeras se hallan el Krigado Puntual, para estimar el valor de la variable en un punto, como la información que se utiliza en geofísica, y el Krigado en Bloques, utilizado en la estimación de reservas en minería y petróleo. Entre las segundas, el Krigado Simple, cuando el variograma no muestra tendencia, y el Universal, en el caso de presentar una tendencia sobrepuesta.

Explicaremos de manera somera los principios de las dos últimas técnicas, ya que el Krigado por bloques no será utilizado en esta Tesis.

Krigado Puntual Simple.

De aplicación en distribuciones de variables que no presentan deriva, o que ésta es constante. Los principios aquí presentados están extraídos de Guillaume (1977).

Sea $Z^*(x_0)$ el estimador de la variable en el punto a interpolar, X :

$$Z^*(x_0) = \sum_{j=1}^N \lambda_j Z(x_j)$$

Si $Z^*(x_0)$ no está sesgada, la esperanza matemática del error será 0:

$$E(Z(x_0) - Z^*(x_0)) = 0, \text{ y por tanto,}$$

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j = 1, \text{ es decir,}$$

que la suma de los pesos de ponderación ha de ser igual a 1.

Los métodos que respetan esta restricción se obtienen por el método de los mínimos de *Lagrange*, resolviendo un sistema lineal de ecuaciones:

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j \cdot \gamma(x_i - x_j) = \gamma(x_i - x_0) - \mu_0,$$

donde

μ_0 = Parámetro de *Lagrange*;

$\gamma(x_i - x_j)$ = valor de la semivarianza leída en el eje de ordenadas del variograma, correspondiente a la distancia entre dos puntos conocidos, x_i y x_j .

La suma de los N pesos ha de ser 1, por lo que, para cada punto a *krigear*, existe un conjunto de ecuaciones:

$$\begin{aligned}\sum_{j=1}^N \lambda_j (x_1 - x_j) &= \gamma(x_1 - x_0) - \mu_0 ; \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j (x_2 - x_j) &= \gamma(x_2 - x_0) - \mu_0 ; \\ &\vdots \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j (x_N - x_j) &= \gamma(x_N - x_0) - \mu_0 ; \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j &= 1\end{aligned}$$

En forma matricial, se puede escribir:

$$\begin{bmatrix} \gamma(x_1 - x_1) & \gamma(x_1 - x_2) & \cdots & \gamma(x_1 - x_N) & 1 \\ \gamma(x_2 - x_1) & \gamma(x_2 - x_2) & \cdots & \gamma(x_2 - x_N) & 1 \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_N - x_1) & \gamma(x_N - x_2) & \cdots & \gamma(x_N - x_N) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_N \\ \mu_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(x_1 - x_0) \\ \gamma(x_2 - x_0) \\ \vdots \\ \gamma(x_N - x_0) \\ 1 \end{bmatrix}$$

es decir: $(K) \cdot (\Lambda) = (M)$

donde $K =$ *matriz de Krigado*, y el sistema se denomina *sistema de Krigado*.

K y M son conocidas, por lo que queda calcular el vector (Λ) a partir de la inversión de (K) . $Z^*(x_0)$ se obtiene finalmente de la relación:

$$Z^*(x_0) = \lambda_1 \cdot Z(x_1) + \lambda_2 \cdot Z(x_2) + \dots + \lambda_N \cdot Z(x_N)$$

La varianza de la estimación es:

$$\sigma^2 = \sum_{j=1}^N \lambda_j \cdot \gamma(x_j - x_0) + \mu_0$$

Krigeado Puntual Universal

En presencia de una tendencia regional, el variograma no se ajusta mediante una meseta a su covarianza. Los valores son entonces dependientes entre sí en toda el área estudiada. D. G. Krige desarrolló una herramienta para alcanzar la estimación teniendo en cuenta esta tendencia: el *Krigeado Puntual Universal*.

En este, se mantienen las condiciones previas requeridas en el *Krigeado Simple*, añadiendo una nueva restricción:

- que la forma local (en la vecindad de x_0) de la deriva está impuesta por el analista, de la forma:

$$m(X) = \sum_{i=0}^K a_i f_i(x)$$

donde a_i son los coeficientes de la deriva, y $f_i(x)$ las funciones de la deriva.

Si la deriva se puede representar por un polígono de tercer grado,

$$f_0(x_i) = 1; \quad f_1(x_i) = x_i; \quad f_2(x_i) = y_i; \quad \dots \quad f_9(x_i) = x_i \cdot y_i^2;$$

Las $f_i(x_0)$ son las funciones de la deriva en x_0 . Por ejemplo,

$$f_1(x_0) = \text{ordenada de } x_0 = y.$$

El valor de a_i cambia según la posición del punto a interpolar.

El sistema de Krigeado es del tipo: $(K) \cdot (\Lambda) = (M)$, donde

$$(K) = \begin{pmatrix} A & B \\ B & 0 \end{pmatrix}$$

Las dimensiones de los elementos de (K) , matriz simétrica en la que la diagonal es nula, son $A(N,N)$, $B(N,10)$ y $B(10,N)$.

En la Tabla 2 se muestra el sistema de forma matricial. Los pesos λ_j se obtienen por inversión de (K) . Los parámetros μ_l son los parámetros de *Lagrange*.

La varianza de estimación es:

$$\sigma^2 = \sum_{j=1}^N \lambda_j \cdot \gamma(x_j - x_0) + \sum_{l=0}^k \mu_l \cdot f_l(x_0)$$

Tal como indica Hohn (1988), el cálculo de la varianza de estimación permite el control sobre la apariencia del mapa de contornos final, restringiendo el dibujo de líneas a aquellas áreas con el control adecuado.

$$\begin{bmatrix}
 \gamma(x_1 - x_1) & \gamma(x_1 - x_2) & \gamma(x_1 - x_3) & \cdots & \gamma(x_1 - x_N) & 1 & x_1 & y_1 & x_1^2 & y_1^2 & x_1 y_1 & x_1^3 & y_1^3 & x_1^2 y_1 & x_1 y_1^2 \\
 \gamma(x_2 - x_1) & \gamma(x_2 - x_2) & \gamma(x_2 - x_3) & \cdots & \gamma(x_2 - x_N) & 1 & x_2 & y_2 & x_2^2 & y_2^2 & x_2 y_2 & x_2^3 & y_2^3 & x_2^2 y_2 & x_2 y_2^2 \\
 \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\
 \gamma(x_N - x_1) & \gamma(x_N - x_2) & \gamma(x_N - x_3) & \cdots & \gamma(x_N - x_N) & 1 & x_N & y_N & x_N^2 & y_N^2 & x_N y_N & x_N^3 & y_N^3 & x_N^2 y_N & x_N y_N^2 \\
 & 1 & 1 & 1 & \cdots & 1 & & & & & & & & & \\
 & x_1 & x_2 & x_3 & \cdots & x_N & & & & & & & & & \\
 & y_1 & y_2 & y_3 & \cdots & y_N & & & & & 0 & & & & \\
 & \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & & & & & & & & & \\
 & x_1 y_1^2 & x_2 y_2^2 & x_3 y_3^2 & \cdots & x_N y_N^2 & & & & & & & & &
 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_N \\ \mu_0 \\ \mu_1 \\ \mu_2 \\ \vdots \\ \mu_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(x_1 - x_0) \\ \gamma(x_1 - x_0) \\ \vdots \\ \gamma(x_1 - x_0) \\ 1 \\ x_0 \\ y_0 \\ x_0^2 \\ \vdots \\ x_0 y_0^2 \end{bmatrix}$$

Tabla 2.- Representación matricial del sistema de Krigeado Puntual Universal (Guillaume, 1977).

***ANEXO 2. DIRECCIONES DE
INTERNET DE GEOLOGÍA URBANA Y
GEOESTADÍSTICA***

ANEXO 2. INFORMACIÓN EN INTERNET SOBRE GEOLOGÍA URBANA Y GEOESTADÍSTICA

- Geología Urbana:

<http://sts.gsc.emr.ca/page1/urban/> : Página de Geología Urbana del Geological Survey of Canada

<http://sts.gsc.nrcan.gc.ca/page1/urban/urb.htm> : área de National Capital (Canadá);

<http://www.esd.mun.ca/~gac/PUBLICAT/sp42toc.htm> : SPECIAL PAPER 42 - Urban Geology of Canadian Cities

<http://maps.unomaha.edu/geology/urbandatabase/Omahanorth/> : Urban geology database for the Omaha area - mass wasting and accelerated erosion sites.

<http://www.nrc.ca/irc/cbd/cbd113e.html> : CBD-113 (Canadian Building Digest): "Urban Geology". R.F. Legget .

<http://www.unescap.org/enrd/water/disaster/geopaper.htm> : IDNDR-ESCAP Regional Meeting for Asia: Risk Reduction & Society in the 21st Century (Bangkok, 23-26 February 1999). Geology-related Hazards, Resources and Management for Disaster Reduction in Asia - Water and Mineral Resources Section. Environment and Natural Resource Development Division. Economic and Social Commission for Asia and the Pacific (ESCAP)

<http://csd.unl.edu/csd/resource/1995/winter95.html#urban> : Urban geology means seeing city as ecosystem. Resource News. Winter 1995 (Vol. IV No. 1). The quarterly newsletter of the Conservation and Survey Division.

<http://www.agso.gov.au/cogeo/working.html#iwgug> : INTERNATIONAL WORKING GROUP ON URBAN GEOLOGY (IWGUG). IUGS COGEOENVIRONMENT.

<http://www.aist.go.jp/GSJ/olG/dcgm3.html> : Digital Compilation of Geoscientific Information for Large Urban Areas in East and Southeast Asia DCGM PHASE III.

- Procesado de Modelos Digitales del Terreno:

http://www.cwu.edu/~rhickey/slope/slope_bib.html: Bibliografía sobre cálculo de pendientes en MDT

http://www.geo.unizh.ch/~benni/b_3.html: Ejemplos de la Tesis sobre representación digital de MDT, de Bernhardt Schneider (Austria).

- Geoestadística:

<http://sc-terre-218.unil.ch/> : AI-GEOSTATS. Foro de Geoestadística con recursos informáticos y bibliográficos.

<http://geoecosse.bizland.com/>: 'Practical Geostatistics 1979', de Isobel Clark, disponible gratuito.

<http://www.geo.arizona.edu/geophysics/student/brazier/geo.html>: Artículo 'Enhancing the sampling procedure through a Geostatistical Analysis'. K.M. Boomer y R.A. Barazier.

***ANEXO 3. PROGRAMAS CTOP.BAS,
SECCION.BAS Y TUNEL.BAS***

ANEXO 3. PROGRAMA CTOP.BAS, SECCION.BAS Y TUNEL.BAS

1. CTOP.BAS

'VISUAL BASIC 6.0

'Dimensionamiento de variables.

```
Dim topo(410, 410), topo0(410, 410), densidad(410, 410), testmar(410, 410)
```

```
Cls
```

'Llamadas a las subrutinas de lectura de un archivo de malla tipo .GRD

```
adensidad$ = "c:dbarcelona.grd"
```

```
Call GRD(adensidad$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, densidad(), 1)
```

```
atecho$ = "c:barcelona.grd"
```

```
Call GRD(atecho$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, topo0(), 1)
```

```
For i% = 1 To nfil: For j% = 1 To ncol: topo0(i%, j%) = topo0(i%, j%): Next: Next
```

```
'Fichero de salida de las caras triangulares
```

```
caras$ = "c:triang.tes"
```

```
Open caras$ For Output As #4
```

```
' Generación de las caras triangulares
```

```
estacion$ = "c:estac.dat"
```

```
nest2 = 0: Open estacion$ For Input As #2: While Not EOF(2): Line Input #2, a$: nest2 = nest2 + 1:
```

```
Wend: Close #2
```

```
nest2 = 0: nest3 = 0
```

```
estacion$ = "c:estac.dat"
```

```
Open estacion$ For Input As #2 '
```

```
While Not EOF(2)
```

```
Input #2, numero, nestacion, xest, yest, zest, gobs, gteo 'X, Y, Z en km
```

```
ix = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
```

```
iy = (yutmsup - yutminf) / (nfil - 1)
```

```
DISTAN = 0.3 ' Radio de la corrección
```

```
'Localización de las estaciones dentro de la ventana de trabajo, según el radio de corrección
```

```
If xest > xutminf + DISTAN And xest < xutmsup - DISTAN And yest > yutminf + DISTAN And yest <
```

```
yutmsup - DISTAN Then
```

```
nest3 = nest3 + 1
```

```
dmin = 1E+31
```

```
nprismas = 0
```

```
y = yutminf
```

```
For i% = 1 To nfil
```

```
x = xutminf
```

```
For j% = 1 To ncol
```

```
d = Sqr((xest - x) ^ 2 + (yest - y) ^ 2)
```

```
If d < dmin Then dmin = d: filap = i%: columnap = j%
```

```
x = x + ix
```

```
Next
```

```
y = y + iy
```

```
Next
```

```
zest = topo0(filap, columnap)
```

```
For i% = 1 To nfil: For j% = 1 To ncol
```

```
testmar(i%, j%) = 1
```

```
If topo0(i%, j%) > 0 Then
```

```
t = topo0(i%, j%)
```

```
Else
```

```
t = 0
```

```
testmar(i%, j%) = -1
```

```

End If
topo(i%, j%) = Abs(t - zest)
Next: Next
Print #4, numero; " "; nestacion; " "; xest; " "; yest; " "; zest; " "; gobs; " "; gteo
nprismas = 0
y = yutminf
  For i% = 1 To nfil
    x = xutminf
    For j% = 1 To ncol
      d = Sqr((xest - x) ^ 2 + (yest - y) ^ 2)
      If d <= DISTAN Then nprismas = nprismas + 1
      If d <= DISTAN And testmar(i%, j%) = -1 Then nprismas = nprismas + 1
      x = x + ix
    Next
    y = y + iy
  Next
Print #4, nprismas * 8
y = yutminf
  For i% = 1 To nfil
    x = xutminf
    For j% = 1 To ncol
      d = Sqr((xest - x) ^ 2 + (yest - y) ^ 2)
      If d <= DISTAN Then

```

' Cálculo de las coordenadas de las caras triangulares en tierra y asignación de la densidad del prisma a partir del fichero de densidades

```

abase2 = 0
tx1 = x - ix / 2: ty1 = y - iy / 2
tx2 = x + ix / 2: ty2 = y - iy / 2
tx3 = x + ix / 2: ty3 = y + iy / 2
tx4 = x - ix / 2: ty4 = y + iy / 2
Zt1 = topo(i% + 1, j% - 1)
Zt2 = topo(i% + 1, j%)
Zt3 = topo(i% + 1, j% + 1)
zt4 = topo(i%, j% - 1)
zt5 = topo(i%, j%)
Zt6 = topo(i%, j% + 1)
Zt7 = topo(i% - 1, j% - 1)
Zt8 = topo(i% - 1, j%)
Zt9 = topo(i% - 1, j% + 1)
ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4
If i% = 1 Then
  ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + zt5) / 2
  ZZ4 = (zt4 + zt5) / 2
End If
If j% = 1 Then
  ZZ1 = (Zt2 + zt5) / 2
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
  ZZ4 = (Zt8 + zt5) / 2
End If
If i% = nfil Then
  ZZ1 = (z4 + z5) / 2
  ZZ2 = (Z6 + z5) / 2
  ZZ3 = (Z6 + Z9 + Z8 + z5) / 4
  ZZ4 = (Z8 + Z7 + z4 + z5) / 4
End If
If j% = ncol Then
  ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
  ZZ2 = (Zt2 + zt5) / 2

```

```

ZZ3 = (Zt8 + zt5) / 2
ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4
End If
If i% = 1 And j% = 1 Then
ZZ1 = (Zt2 + zt5) / 2
ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
ZZ3 = (Zt6 + zt5) / 2
ZZ4 = zt5
End If
If i% = nfil And j% = 1 Then
ZZ1 = zt5
ZZ2 = (Zt6 + zt5) / 2
ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
ZZ4 = (Zt8 + zt5) / 2
End If
If i% = nfil And j% = ncol Then
ZZ1 = (zt4 + zt5) / 2
ZZ2 = zt5
ZZ3 = (Zt8 + zt5) / 2
ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4
End If
If i% = 1 And j% = ncol Then
ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
ZZ2 = (Zt2 + zt5) / 2
ZZ3 = zt5
ZZ4 = (zt4 + zt5) / 2
End If
'cara trasera
Print #4, 1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx1; " "; ty1; " "; ZZ1; " ";
Print #4, tx2; " "; ty2; " "; ZZ2; " ";
Print #4, x, y, zt5
'cara derecha
Print #4, 1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx2, ty2, ZZ2; " ";
Print #4, tx3, ty3, ZZ3; " ";
Print #4, x, y, zt5
'cara frontal
Print #4, 1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx3, ty3, ZZ3; " ";
Print #4, tx4, ty4, ZZ4; " ";
Print #4, x, y, zt5
'cara izquierda
Print #4, 1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx4, ty4, ZZ4; " ";
Print #4, tx1, ty1, ZZ1; " ";
Print #4, x, y, zt5
'concava
'cara trasera
Print #4, -1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx1, ty1, 0.000001; " ";
Print #4, tx2, ty2, 0.000001; " ";
Print #4, x, y, 0.000001
'cara derecha
Print #4, -1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx2, ty2, 0.000001; " ";
Print #4, tx3, ty3, 0.000001; " ";
Print #4, x, y, 0.000001
'cara frontal
Print #4, -1; " ";

```

```

Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx3, ty3, 0.000001; " ";
Print #4, tx4, ty4, 0.00001; " ";
Print #4, x, y, 0.000001
'cara izquierda
Print #4, -1; " ";
Print #4, densidad(i%, j%)
Print #4, tx4, ty4, 0.00001; " ";
Print #4, tx1, ty1, 0.00001; " ";
Print #4, x, y, 0.000001
'calculo de los prismas en el mar
If testmar(i%, j%) = -1 Then
  abase2 = 0
  tx1 = x - ix / 2: ty1 = y - iy / 2
  tx2 = x + ix / 2: ty2 = y - iy / 2
  tx3 = x + ix / 2: ty3 = y + iy / 2
  tx4 = x - ix / 2: ty4 = y + iy / 2
  Zt1 = Abs(topo0(i% + 1, j% - 1))
  Zt2 = Abs(topo0(i% + 1, j%))
  Zt3 = Abs(topo0(i% + 1, j% + 1))
  zt4 = Abs(topo0(i%, j% - 1))
  zt5 = Abs(topo0(i%, j%))
  Zt6 = Abs(topo0(i%, j% + 1))
  Zt7 = Abs(topo0(i% - 1, j% - 1))
  Zt8 = Abs(topo0(i% - 1, j%))
  Zt9 = Abs(topo0(i% - 1, j% + 1))
  ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
  ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4

If i% = 1 Then
  ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + zt5) / 2
  ZZ4 = (zt4 + zt5) / 2
End If
If j% = 1 Then
  ZZ1 = (Zt2 + zt5) / 2
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
  ZZ4 = (Zt8 + zt5) / 2
End If
If i% = nfil Then
  ZZ1 = (z4 + z5) / 2
  ZZ2 = (Z6 + z5) / 2
  ZZ3 = (Z6 + Z9 + Z8 + z5) / 4
  ZZ4 = (Z8 + Z7 + z4 + z5) / 4
End If
If j% = ncol Then
  ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
  ZZ2 = (Zt2 + zt5) / 2
  ZZ3 = (Zt8 + zt5) / 2
  ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4
End If
If i% = 1 And j% = 1 Then
  ZZ1 = (Zt2 + zt5) / 2
  ZZ2 = (Zt2 + Zt3 + Zt6 + zt5) / 4
  ZZ3 = (Zt6 + zt5) / 2
  ZZ4 = zt5
End If
If i% = nfil And j% = 1 Then
  ZZ1 = zt5
  ZZ2 = (Zt6 + zt5) / 2
  ZZ3 = (Zt6 + Zt9 + Zt8 + zt5) / 4
  ZZ4 = (Zt8 + zt5) / 2

```

```

End If
If i% = nfil And j% = ncol Then
    ZZ1 = (zt4 + zt5) / 2
    ZZ2 = zt5
    ZZ3 = (Zt8 + zt5) / 2
    ZZ4 = (Zt8 + Zt7 + zt4 + zt5) / 4
End If
If i% = 1 And j% = ncol Then
    ZZ1 = (Zt1 + Zt2 + zt4 + zt5) / 4
    ZZ2 = (Zt2 + zt5) / 2
    ZZ3 = zt5
    ZZ4 = (zt4 + zt5) / 2
End If
'cara trasera
    Print #4, 1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx1, ty1, ZZ1; " ";
    Print #4, tx2, ty2, ZZ2; " ";
    Print #4, x, y, zt5
'cara derecha
    Print #4, 1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx2, ty2, ZZ2; " ";
    Print #4, tx3, ty3, ZZ3; " ";
    Print #4, x, y, zt5
'cara frontal
    Print #4, 1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx3, ty3, ZZ3; " ";
    Print #4, tx4, ty4, ZZ4; " ";
    Print #4, x, y, zt5
'cara izquierda
    Print #4, 1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx4, ty4, ZZ4; " ";
    Print #4, tx1, ty1, ZZ1; " ";
    Print #4, x, y, zt5
'concava
'cara trasera
    Print #4, -1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx1, ty1, 0.000001; " ";
    Print #4, tx2, ty2, 0.000001; " ";
    Print #4, x, y, 0.000001
'cara derecha
    Print #4, -1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx2, ty2, 0.000001; " ";
    Print #4, tx3, ty3, 0.000001; " ";
    Print #4, x, y, 0.000001
'cara frontal
    Print #4, -1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx3, ty3, 0.000001; " ";
    Print #4, tx4, ty4, 0.000001; " ";
    Print #4, x, y, 0.000001
'cara izquierda
    Print #4, -1; " ";
    Print #4, 1.03
    Print #4, tx4, ty4, 0.000001; " ";
    Print #4, tx1, ty1, 0.000001; " ";
    Print #4, x, y, 0.000001
End If
End If
    x = x + ix
Next

```

```

    y = y + iy
Next
End If
Wend
Close
End Sub

Sub GRD(archivo$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, grid(), CASO%)
' Subrutina de lectura y escritura de ficheros de malla.
Select Case CASO%
Case 1 'Lectura
  Open archivo$ For Input As #1
  Line Input #1, a$
  Input #1, ncol, nfil
  Input #1, xutminf, xutmsup
  ix = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
  Input #1, yutminf, yutmsup
  iy = (yutmsup - yutminf) / (nfil - 1)
  Input #1, zmin, zmax
  y = yutminf
  zmin = 1E+15
  zmax = -1E+15
  For i% = 1 To nfil 'Step -1
    x = xutminf
    For j% = 1 To ncol
      Input #1, grid(i%, j%)
      If grid(i%, j%) < zmin Then zmin = grid(i%, j%)
      If grid(i%, j%) > zmax And grid(i%, j%) < 100000 Then zmax = grid(i%, j%)
      x = x + ix
    Next
    y = y + iy
    Line Input #1, a$
  Next
  Close #1
Case 2 'Salida
  zmin = 1E+15
  zmax = -1E+15
  For i% = 1 To nfil '1 Step -1
    For j% = 1 To ncol
      If grid(i%, j%) < zmin Then zmin = grid(i%, j%)
      If grid(i%, j%) > zmax And grid(i%, j%) < 100000 Then zmax = grid(i%, j%)
    Next
  Next
  Open archivo$ For Output As #1
  Print #1, "DSAA"
  v1$ = Right$(Str$(ncol), Len(Str$(ncol)) - 1)
  v2$ = Right$(Str$(nfil), Len(Str$(nfil)) - 1)
  Print #1, v1$, " "; v2$
  If xutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(xutminf), Len(Str$(xutminf)) - 1) Else v1$ = Str$(xutminf)
  If xutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(xutmsup), Len(Str$(xutmsup)) - 1) Else v1$ =
  Str$(xutmsup)
  Print #1, v1$, " "; v2$
  If yutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(yutminf), Len(Str$(yutminf)) - 1) Else v1$ = Str$(yutminf)
  If yutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(yutmsup), Len(Str$(yutmsup)) - 1) Else v2$ =
  Str$(yutmsup)
  Print #1, v1$, " "; v2$
  If zmin >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(zmin), Len(Str$(zmin)) - 1) Else v1$ = Str$(zmin)
  If zmax >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(zmax), Len(Str$(zmax)) - 1) Else v2$ = Str$(zmax)
  Print #1, v1$, " "; v2$
  For i% = 1 To nfil 'nfil To 1 Step -1
    k% = 0
    For j% = 1 To ncol
      k% = k% + 1
      If grid(i%, j%) >= 0 Then valor$ = Right$(Str$(grid(i%, j%)), Len(Str$(grid(i%, j%))) - 1) Else
  valor$ = Str$(grid(i%, j%))
      If k% > 8 Then k% = 0: Print #1, valor$, " ": c% = 0 Else Print #1, valor$, " ": c% = 1

```

```
    Next
  If c% = 0 Then Print #1, "" Else Print #1, "": Print #1, ""
  Next
Close #1
End Select
End Sub
```

2. SECCION.BAS

```

'Creación de un archivo de coordenadas de sección de un tunel
archivo$="c:\tunel1-1.dat" 'archivo de salida
OPEN archivo$ FOR OUTPUT AS #1

T=1000 ' paso de metros a kilometros
po=5/t 'intervalo
'parámetros de la sección semieliptica
RADIOX=5/t
RADIOY=0.0001/t
RADIOZ=2/t

'coordenadas del centro de la sección basal
XC=100/t
YC=100/t
ZC=0.0001/t

PI=4*ATN(1)

'número de puntos intermedios
NSY=25

FOR Z= 0/t TO 6/t STEP .2/t
PRINT#1, XC-po,YC,Z
NEXT

Y=YC
CLS
PASX#=(RADIOX+RADIOX)/NSY
PRINT#1, (XC-RADIOX),Y,6/t

FOR X=XC-RADIOX+PASX# TO XC+RADIOX-PASX#-0.00001 STEP PASX#
  X1=X
  K=ZC^2+(RADIOZ^2/RADIOX^2)*(X1-XC)^2+(RADIOZ^2/RADIOY^2)*(Y-YC)^2-RADIOZ^2
  IF K>ZC^2 THEN K=ZC^2
  Z=ZC+SQR(ZC^2-K)
  PRINT#1, X1,Y,(Z+(6/t) )
NEXT
PRINT#1,(XC+RADIOX),Y,6/T

FOR Z=6/t TO 0 STEP-.2/t
PRINT#1, (XC+po),YC,Z
NEXT

```

```
FOR X=XC+po TO XC-po STEP -.2/t
```

```
PRINT#1, X,YC,ZC
```

```
NEXT
```

```
END
```

3. TUNEL.BAS

'Creación de un archivo de caras triangulares en el espacio de un tunel
'mediante la unión de n secciones del tunel y unidos mediante curvas splines.

```
SCREEN 0,0:CLS:COLOR 15
DIM X1(3000),Y1(3000),Z1(3000),X2(3000),Y2(3000),Z2(3000)
DIM X6(3000),Y6(3000),Z6(3000)
'MAXIMO 200 INTERVALOS DE SPLINE TRANSVERSAL
DIM XX1(200),YY1(200),ZZ1(200)
DIM XX2(200),YY2(200),ZZ2(200)
DIM PX(20,100),PY(20,100),PZ(20,100)
DIM SX(2),SY(2),SZ(2)
DIM A$(69)
DIM XP(300),YP(300),ZP(300)
DIM XP2(300),YP2(300),ZP2(300)
```

ninter=5 'número de puntos intermedios de spline

```
CARAS$="c:\CASO1.CAR" 'archivo de caras
OPEN "O",#3,CARAS$
CLS
LOCATE 1,1:PRINT "Tunel..."
LOCATE 3,1:PRINT TAB(25) "Generando: ";CARAS$
LOCATE 10,18:PRINT "Caras."
N=0
```

'primera sección

```
OPEN "c:\CASO1-1.DAT" FOR INPUT AS #1
  WHILE NOT EOF(1)
    N=N+1
    INPUT #1,X1(N),Y1(N),Z1(N)
  WEND
CLOSE#1
N=0
OPEN "c:\CASO1-2.DAT" FOR INPUT AS #1
  WHILE NOT EOF(1)
    N=N+1
    INPUT #1,X2(N),Y2(N),Z2(N)
  WEND
CLOSE#1
N=0
OPEN "c:\CASO1-3.DAT" FOR INPUT AS #1
  WHILE NOT EOF(1)
```

```
N=N+1
INPUT #1,X6(N),Y6(N),Z6(N)
WEND
CLOSE#1

FOR I%=1 TO N
  XT(1)=X1(I%):YT(1)=Y1(I%):ZT(1)=Z1(I%)
  XT(2)=X2(I%):YT(2)=Y2(I%):ZT(2)=Z2(I%)
  XT(3)=X6(I%):YT(3)=Y6(I%):ZT(3)=Z6(I%)
  NP=3
  A$="C:\S"+RIGHT$(STR$(I%),LEN(STR$(I%))-1)+".DAT"
  LOCATE 6,1:PRINT TAB(25) "Generando: ";A$
  CALL SPLINE(A$,NP,XT(),YT(),ZT(),NINTER)
NEXT

FOR I%=1 TO N-1
  A1$="C:\S"+RIGHT$(STR$(I%),LEN(STR$(I%))-1)+".DAT"
  A2$="C:\S"+RIGHT$(STR$(I%+1),LEN(STR$(I%+1))-1)+".DAT"
  M=0
  OPEN A1$ FOR INPUT AS #4
  OPEN A2$ FOR INPUT AS #5
  WHILE NOT EOF(4)
    M=M+1
    INPUT #4,XX1(M),YY1(M),ZZ1(M)
    INPUT #5,XX2(M),YY2(M),ZZ2(M)
  WEND
  CLOSE#4
  CLOSE#5

FOR J%=1 TO M-1
  D=D+1:LOCATE 10,10:PRINT d
  PRINT #3,XX1(J%),YY1(J%),ZZ1(J%)
  PRINT #3,XX2(J%),YY2(J%),ZZ2(J%)
  PRINT #3,XX1(J%+1),YY1(J%+1),ZZ1(J%+1)
  D=D+1:LOCATE 10,10:PRINT d
  PRINT #3,XX1(J%+1),YY1(J%+1),ZZ1(J%+1)
  PRINT #3,XX2(J%+1),YY2(J%+1),ZZ2(J%+1)
  PRINT #3,XX2(J%),YY2(J%),ZZ2(J%)
NEXT
D=D+1:LOCATE 10,10:PRINT d
PRINT #3,XX1(M-1),YY1(M-1),ZZ1(M-1)
PRINT #3,XX2(M-1),YY2(M-1),ZZ2(M-1)
PRINT #3,XX1(M),YY1(M),ZZ1(M)
D=D+1:LOCATE 10,10:PRINT d
```

```

PRINT #3,XX1(M),YY1(M),ZZ1(M)
PRINT #3,XX2(M),YY2(M),ZZ2(M)
PRINT #3,XX2(M-1),YY2(M-1),ZZ2(M-1)
NEXT
END

'Subroutines de generación de curvas de splines
'Original de V.Pinto (1993)
SUB SPLINE(A$,NP,X(1),Y(1),Z(1),NINTER)
OPEN A$ FOR OUTPUT AS #2
DIM
P(NP,NP+3),M(NP,NP+3),T(NP+3),B(NP,NP+3),BETA1X(NP),BETA2X(NP),BETA3X(NP),BETA4X(NP)
,BETA1Y(NP),BETA2Y(NP),BETA3Y(NP),BETA4Y(NP)
DIM BETA1Z(NP),BETA2Z(NP),BETA3Z(NP),BETA4Z(NP)
'DISTANCIAS
T%(1)=1
FOR I%=2 TO NP
  T(I%)=SQR( (X(I%)-X(I%-1))^2+(Y(I%)-Y(I%-1))^2+(Z(I%)-Z(I%-1))^2)
  IF T(I%)=0 THEN T(I%)=0.000001
NEXT
'MATRIZ M
M(1,1)=1
M(1,2)=.5
FOR I%=3 TO NP:M(1,I%)=0:NEXT
FOR I%=2 TO NP-1
  FOR J%=2 TO NP-1
    IF I%=J% THEN M(I%,J%)=2*(T(J%)+T(J%+1))
  NEXT
NEXT
FOR J%=1 TO NP-2:M(NP,J%)=0:NEXT
M(NP,NP-1)=2:M(NP,NP)=4
N=3:J%=1
FOR I%=2 TO NP-1
  M(I%,J%)=T(N):N=N+1:J%=J%+1
NEXT
N=2:J%=3
FOR I%=2 TO NP-1
  M(I%,J%)=T(N):N=N+1:J%=J%+1
NEXT
CALL INVERSA(M(),NP)
'MATRIZ B
B(1,1)=3/(2*T(2))*(X(2)-X(1))
B(1,2)=3/(2*T(2))*(Y(2)-Y(1))
B(1,3)=3/(2*T(2))*(Z(2)-Z(1))

```

```

N=2
FOR I%=2 TO NP-1
  B(I%,1)=3/(T(I%)*T(I%+1))*(T(I%)^2*(X(I%+1)-X(I%))+T(I%+1)^2*(X(I%)-X(I%-1)))
  B(I%,2)=3/(T(I%)*T(I%+1))*(T(I%)^2*(Y(I%+1)-Y(I%))+T(I%+1)^2*(Y(I%)-Y(I%-1)))
  B(I%,3)=3/(T(I%)*T(I%+1))*(T(I%)^2*(Z(I%+1)-Z(I%))+T(I%+1)^2*(Z(I%)-Z(I%-1)))
NEXT
B(NP,1)=6/T(NP)*(X(NP)-X(NP-1))
B(NP,2)=6/T(NP)*(Y(NP)-Y(NP-1))
B(NP,3)=6/T(NP)*(Z(NP)-Z(NP-1))
'PRODUCTO B*M'
CALL MULT(P(),M(),B(),NP)
'BETA
FOR I%=1 TO NP-1
  BETA1X(I%)=X(I%)
  BETA2X(I%)=P(I%,1)
  BETA3X(I%)=(3*(X(I%+1)-X(I%)))/(T(I%+1)^2)-(2*P(I%,1)/T(I%+1))-(P(I%+1,1)/T(I%+1))
  BETA4X(I%)=(2*(X(I%)-X(I%+1)))/(T(I%+1)^3)+(P(I%,1))/(T(I%+1)^2)+(P(I%+1,1)/(T(I%+1)^2))
  BETA1Y(I%)=Y(I%)
  BETA2Y(I%)=P(I%,2)
  BETA3Y(I%)=(3*(Y(I%+1)-Y(I%)))/(T(I%+1)^2)-(2*P(I%,2)/T(I%+1))-(P(I%+1,2)/T(I%+1))
  BETA4Y(I%)=(2*(Y(I%)-Y(I%+1)))/(T(I%+1)^3)+(P(I%,2))/(T(I%+1)^2)+(P(I%+1,2)/(T(I%+1)^2))
  BETA1Z(I%)=Z(I%)
  BETA2Z(I%)=P(I%,3)
  BETA3Z(I%)=(3*(Z(I%+1)-Z(I%)))/(T(I%+1)^2)-(2*P(I%,3)/T(I%+1))-(P(I%+1,3)/T(I%+1))
  BETA4Z(I%)=(2*(Z(I%)-Z(I%+1)))/(T(I%+1)^3)+(P(I%,3))/(T(I%+1)^2)+(P(I%+1,3)/(T(I%+1)^2))
NEXT
'INTERMEDIOS
PRINT #2,X(1),Y(1),Z(1)
FOR J%=1 TO NP-1
  IT=T(J%+1)/NINTER
  T=IT
  PP%=0
  FOR I%=1 TO NINTER
    PP%=PP%+1
    XSPLINE=BETA1X(J%)+BETA2X(J%)*T+BETA3X(J%)*T^2+BETA4X(J%)*T^3
    YSPLINE=BETA1Y(J%)+BETA2Y(J%)*T+BETA3Y(J%)*T^2+BETA4Y(J%)*T^3
    ZSPLINE=BETA1Z(J%)+BETA2Z(J%)*T+BETA3Z(J%)*T^2+BETA4Z(J%)*T^3
    PRINT #2,XSPLINE,YSPLINE,ZSPLINE
    T=T+IT
  NEXT
NEXT
CLOSE #2

```

```
ERASE
P,M,T,B,BETA1X,BETA2X,BETA3X,BETA4X,BETA1Y,BETA2Y,BETA3Y,BETA4Y,BETA1Z,BETA2Z,B
ETA3Z,BETA4Z
END SUB
SUB INVERSA(A(2),N)
DIM AINV(N,N),B(N),C(N)
FOR I= 1 TO N
  FOR J=1 TO N
    AINV(I,J)=0
  NEXT
  AINV(I,I)=1
NEXT
FOR J=1 TO N
  FOR I=J TO N
    IF A(I,J)<>0 THEN NOSINGULAR
  NEXT
  PRINT "SINGULAR":INPUT A:END
NOSINGULAR:
FOR K=1 TO N
SA=A(J,K)
A(J,K)=A(I,K)
A(I,K)=SA
SA=AINV(J,K)
AINV(J,K)=AINV(I,K)
AINV(I,K)=SA
NEXT
T=1/A(J,J)
FOR K=1 TO N
A(J,K)=T*A(J,K)
AINV(J,K)=T*AINV(J,K)
NEXT
FOR L=1 TO N
IF L<>J THEN
T=-A(L,J)
FOR K=1 TO N
A(L,K)=A(L,K)+T*A(J,K)
AINV(L,K)=AINV(L,K)+T*AINV(J,K)
NEXT
END IF
NEXT
NEXT
M=N
FOR I= 1 TO M
  D=0
```

```
    FOR K=1 TO N
      D=D+AINV(I,K)*B(K)
    NEXT
    C(I)=D
NEXT
FOR I%=1 TO N
  FOR J%=1 TO N
    A(I%,J%)=AINV(I%,J%)
  NEXT
NEXT
ERASE AINV,B,C
END SUB
SUB MULT(C(2),A(2),B(2),NP)
FOR I%=1 TO NP
  FOR J%=1 TO NP
    D=0
    FOR K%=1 TO NP
      D=D+A(I%,K%)*B(K%,J%)
    NEXT
    C(I%,J%)=D
  NEXT
NEXT
END SUB
```


***ANEXO 4. MAPA GEOLÓGICO DE
SÍNTESIS DE LA CIUDAD DE
BARCELONA (E. 1:25000)***

**ANEXO 4. MAPA GEOLÓGICO DE SÍNTESIS DE LA
CIUDAD DE BARCELONA (E. 1:25000)**

***ANEXO 5. MAPA DE ANOMALÍA DE
BOUGUER DE LA CIUDAD DE
BARCELONA***

**ANEXO 5. MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE LA
CIUDAD DE BARCELONA**

***ANEXO 6. MAPA DE ANOMALÍA
RESIDUAL DE LA CIUDAD DE
BARCELONA***

**ANEXO 6. MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE LA
CIUDAD DE BARCELONA**

***ANEXO 7. MAPA DE
INTERPRETACIÓN DE LA
ESTRUCTURA DEL BASAMENTO DE
LA CIUDAD DE BARCELONA***

**ANEXO 7. MAPA DE INTERPRETACIÓN DE LA
ESTRUCTURA DEL BASAMENTO DE LA CIUDAD DE
BARCELONA**